Vol. 14, No. 1, 2022, pp. 109–155 ISSN (Print): 2008-7306 ISSN (Online): 2423-5865

Journal of Economic Geology

https://econg.um.ac.ir

RESEARCH ARTICLE 10.22067/ECONG.2021.67972.1004 OPEN ACCESS

Origin of Mineralizing Fluids in the Choghart Magnetite-Apatite Deposit, NE of Bafq: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Stable (O-H and O-C) and Unstable Isotopes (U-Pb and Nd-Sm)

Kiamars Hosseini[1], Majid Shahpasandzadeh[2 *], Mohammad Hossein Moradian Bafghi[3]

[1] M.Sc., Department of Earth Sciences, School of Science, Shiraz University, Shiraz, Iran
[2] Associate Professor, Department of Geology, Graduate University of Advanced Technology Kerman, Kerman, Iran
[3] M.Sc., Iran Central Iron Ore Company, Bafgh, Yazd, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 26 December 2020
Revised: 10 September 2021
Accepted: 25 September 2021

Keywords

Geochemistry
Mineralization fluid
Choghart magnetite-apatite deposit
Bafq
Central Iran

***Corresponding author**

Majid Shahpasandzadeh
m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Bafq mining district (BMD) in the Kashmar-Kerman tectonic zone hosts ~34 magnetite-hematite-apatite ore deposits with about 1500 Mt of reserves in the central Iran (Torab, 2008). The mineralization has predominantly occurred in the Early Cambrian volcano-sedimentary rocks of Esfordi Formation. It consists of rhyolite, rhyodacite, spilitic basalt, and dolostone, which are intruded dominantly by the Early Cambrian granitoid intrusions (Torab, 2008). Metasomatism has not only affected vastly the ore deposits and their host rocks, but it has also controlled ore mineralization. This issue has caused ambiguity and a paradox in determining the genesis of these ore deposits. In this research study, sources of mineralization are determined in the Chogart magnetite-apatite ore deposits. The results of this research study constrain the genesis of the Choghart deposits. Moreover, they shed new light on ore-forming processes in similar ore deposits of the Bafq mining district.

Methodology

In this research study, 87 rock and ore samples were collected from the Choghart magnetite-apatite ore deposits.

How to cite this article

Hosseini, K., Shahpasandzadeh, M. and Moradian Bafghi, M.H., 2022. Origin of Mineralizing Fluids in the Choghart Magnetite-Apatite Deposit, NE of Bafq: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Stable (O-H and O-C) and Unstable Isotopes (U-Pb and Nd-Sm). Journal of Economic Geology, 14(1): 109–155. (in Persian with English abstract)
https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.67972.1004

Mineralogy characteristics of 10 apatite samples and 13 magnetite-apatite ore samples were determined by using the LEO-1400 Scanning Electron Microscope, with a voltage of 19-17 kV and a beam diameter of 20 nA. Moreover, three apatite and three albite samples were examined by using X-ray powder diffraction in the Iran Mineral Processing Research Center. Seventeen magnetite-hematite ore samples were also analyzed using ICP-MS in the Zarazma Company. For microthermometry, one sample of the 1st-generation apatites was analyzed for fluid inclusions in the Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

Four apatite samples were studied by the O-H isotope method in the Hungarian Laboratory in Hungary, seven calcite samples were studied by the O-C method in Ottawa, Canada, two apatite sample were studied by the Nd-Sm method in Queensland, Australia, and four apatite samples were studied by the Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry-Laser ablation method in Tasmania University in order to determine the origin of the mineralizing fluid.

Results

The petrography, geochemistry, and isotope studies on the host rock and magnetite-apatite ores of the Choghart deposit indicate various forms of mineralization, which is associated with extensive metasomatism. The O-H and Nd-Sm isotopes on the 1st-generation apatites and the ratios of Sr relative to Mn of these apatites demonstrate a sedimentary origin, while the presence of ilmenite exsolution texture in the 1st-generation magnetites shows a magmatic origin of the ore-forming processes. In addition, microthermometry of the fluid inclusions in the 1st-generation apatites in the magnetite-apatite ore and the evaluation of the O-C isotopes on the paragenetic calcites with the 2nd- and 3rd-generation albites of host albite-bearing metasomatites indicate a combination of magmatic and high-temperature hydrothermal processes. The results of $^{206}Pb/^{238}U$ and $^{206}Pb/^{207}Pb$ isotopic studies on the 1st-generation apatites and 1st- and 2nd-generation monazites inclusions of the 1st-apatites illustrate that monazites are younger than the apatites, which could indicate separation of U-Pb by hydrothermal fluids or formation of apatite ores during a separate phenomenon.

Discussion

In this research study on the Choghart magnetite-apatite ores and its albite-bearing metasomatic host rocks, three generations of albites, two generations of apatites, two generations of monazites and two generations of magnetite have been identified. The geochemical evaluation of the albites indicates lower REE-Y-Ti of the 1st-generation albites, which are sterile in terms of Th-U, compared to the 2nd- and 3rd-generation albites. The O-C isotope analysis of the paragenetic calcites demonstrated albitization due to the magmatic and high-temperature hydrothermal fluids. In addition, the O-H isotope studies on fluid inclusions of the apatites demonstrate atmospheric origin of the fluids, while the microthermometry results of the apatite fluid inclusions indicate magmatic and hydrothermal origins of these fluids. On the other hand, presence of ilmenite exsolutions in the magnetites and O-H isotope of the magnetites, conducted by Moore and Modabberi (2003) and Majidi et al. (2021) have shown the magmatic origin of the fluids. The Nd-Sm isotopic results of 1st-generation apatites, rhyolitic host rock, and iron-apatite ores indicate different initial contents of their Nd isotope ratios. The similarity of εNd in the 1st-generation apatites with phosphorite of the Soltanieh Formation, along with Sr versus Mn amounts of the apatites reinforce the idea that the apatites could have been derived from these sedimentary phosphorites, whose εNd contents increased due to the high-temperature magmatic and hydrothermal fluids, derived from the granitic intrusions, rhyolitic lavas and magnetite melts. The $^{206}Pb/^{238}U$ and $^{206}Pb/^{207}Pb$ dating demonstrate 490-561 million years for the 1st-generation apatites, 511-543 million years for the 1st-generation monazites, 503-528 million years for most of the 2nd-generation monazites, and 112-153 million years for a limited number of 2nd generation monazites. The different isotopic ages of the apatites and monazites shows their formation during long-term and extensive ore-forming processes during later effects of hydrothermal and magmatic fluids.

 DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

This has resulted in enrichment of apatites in REE, formation of monazite inclusions along the fractures and on the surface of the apatites.

Acknowledgements
The authors would like to express their appreciation of managers and staff of the Iranian Central Iron Ore Company for their assistance during this research.

دوره ۱۴، شماره ۱، ۱۴۰۱، صفحه ۱۰۹ تا ۱۵۵ شاپا چاپی: ۷۳۰۶-۲۰۰۸ شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

زمین‌شناسی اقتصادی

https://econg.um.ac.ir

مقاله پژوهشی 10.22067/ECONG.2021.67972.1004 OPEN ACCESS

منشأ سیال کانه‌ساز در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، شمال‌شرق بافق: شواهدی از کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی و ایزوتوپ‌های پایدار (O-C و O-H) و ناپایدار (U-Pb و Nd-Sm)

کیامرث حسینی [۱]، مجید شاه‌پسندزاده [۲] *، محمدحسین مرادیان بافقی [۳]

[۱] کارشناسی ارشد، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

[۲] دانشیار، بخش علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی و فناوری پیشرفته کرمان، کرمان، ایران

[۳] کارشناسی ارشد، شرکت سنگ آهن مرکزی، ایران، بافق، یزد، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۰/۰۶

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۶/۱۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۰۳

واژه‌های کلیدی

زمین‌شیمی

سیال کانه‌ساز

کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

بافق

ایران مرکزی

نویسنده مسئول

مجید شاه‌پسندزاده

m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir

چکیده

بررسی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و ایزوتوپی بر روی کانسنگ مگنتیت- آپاتیت و دگرنهادی‌های آلبیت‌دار کانسار چغارت بیانگر تنوع کانی‌زایی با منشأ متفاوت است. بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار Nd-Sm بر روی کانی‌های آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و نسبت‌های Sr در مقابل Mn در هر دو نسل آپاتیت، منشأ رسوبی آنها را نشان می‌دهد. از طرف دیگر، بررسی‌های ریزدماسنجی بر روی میان‌بارهای سیال در آپاتیت نسل اول و ایزوتوپ‌های پایدار O-C بر روی کلسیت‌های هم‌یافت با آلبیت‌های نسل دوم و سوم در پهنه‌های دگرنهادی و وجود بافت‌های برون‌رستی ایلمنیت در کانی مگنتیت، تلفیقی از فرایندهای ماگمایی و گرمابی دما بالا را به نمایش می‌گذارد. تفاوت سنی آپاتیت‌های نسل اول و مونازیت‌های مرتبط با این آپاتیت‌ها به روش $^{238}U/^{206}Pb$ و $^{207}Pb/^{206}Pb$ نشان‌دهنده عملکرد سیالات کانی‌زا در بازه‌های زمانی مختلف است. بر اساس پژوهش، کانی‌زایی در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت منشأ چندزادی دارد. این مسئله نقشی مهم در درک فرایندهای کانی‌زایی و مدل‌های اکتشافی کانسارهای آهن-فسفات گستره معدنی بافق دارد.

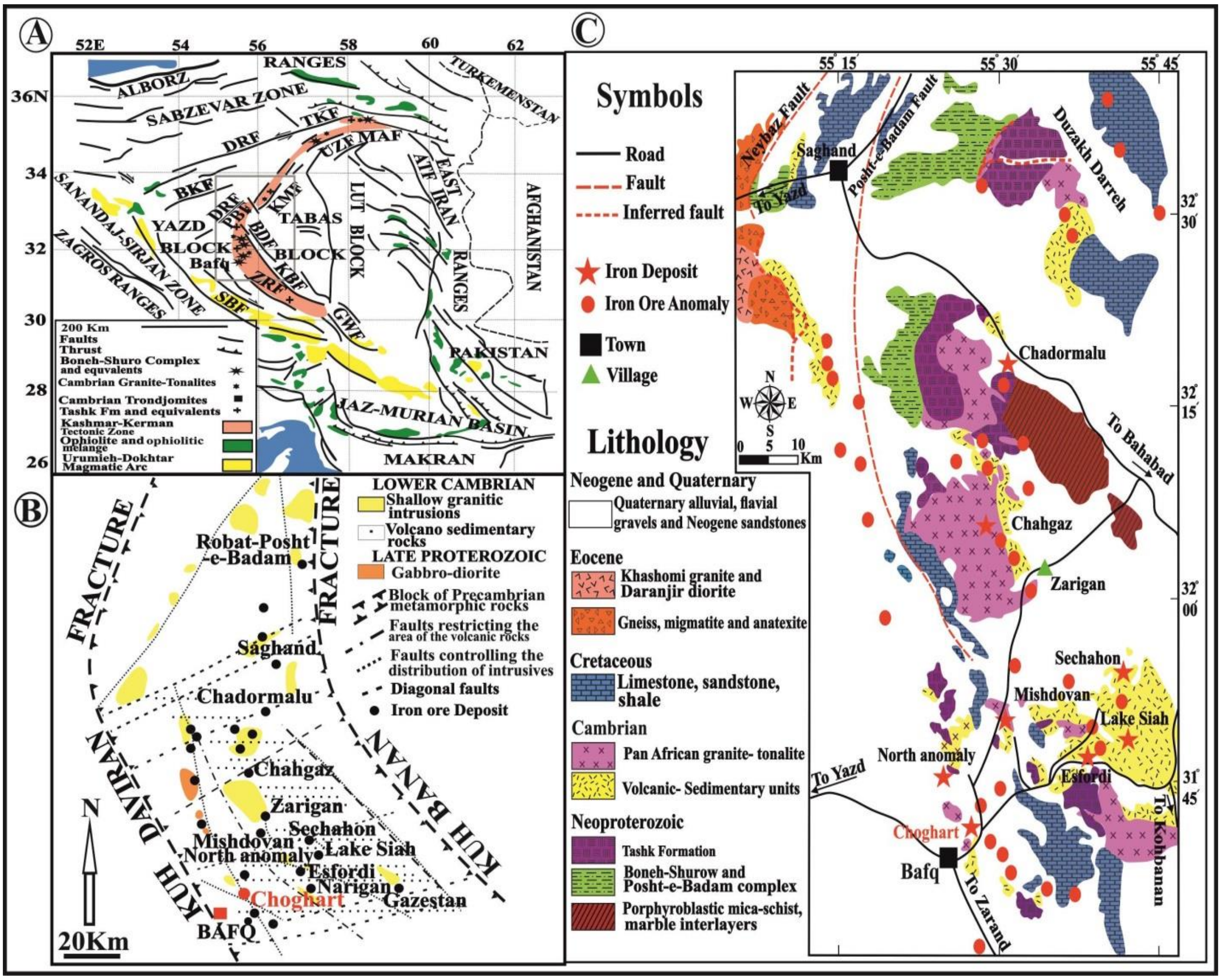
استناد به این مقاله

حسینی، کیامرث؛ شاه‌پسندزاده، مجید و مرادیان بافقی، محمدحسین، ۱۴۰۱. منشأ سیال کانه‌ساز در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، شمال‌شرق بافق: شواهدی از کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی و ایزوتوپ‌های پایدار (O-C و O-H) و ناپایدار (U-Pb و Nd-Sm) . زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۱): ۱۰۹-۱۵۵.

https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.67972.1004

مقدمه

گستره معدنی بافق در پهنه زمین‌ساختی کاشمر- کرمان بین دو بلوک ساختاری یزد و طبس در ایران مرکزی قرارگرفته است (شکل ۱-A تا C) (Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003). این گستره معدنی میزبان ۳۴ بی‌هنجاری آهن- فسفات با ذخیره‌ای بیش از ۱۵۰۰ میلیون تن است (Torab, 2008; Rahimi, 2015). واحدهای سنگی دربر گیرنده کانی‌سازی، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی به سن کامبرین زیرین است. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری موجود، ریولیتی- ریوداسیتی بوده و بازالت‌های اسپیلیتی نیز به طور محلی دیده می‌شوند. جنس واحدهای رسوبی هم‌زمان، بیشتر دولومیتی است.



شکل ۱. A و B: پراکندگی کانسارهای اکسیدی آهن- آپاتیت در کمربند آتشفشانی- نفوذی کاشمر- کرمان (برگرفته از رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003)) و C: نقشه زمین‌شناسی ناحیه پشت بادام (با تغییرات از حقی‌پور و پلیسیه (Haghipour and Pelissier, 1977) و رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003))

Fig. 1. A and B: Distribution of iron oxide–apatite deposits in the Kashmar-Kerman volcanic-plutonic belt (after Ramezani and Tucker, 2003), and C: Geological map of the Poshte-Badam area (modified after Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003)

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

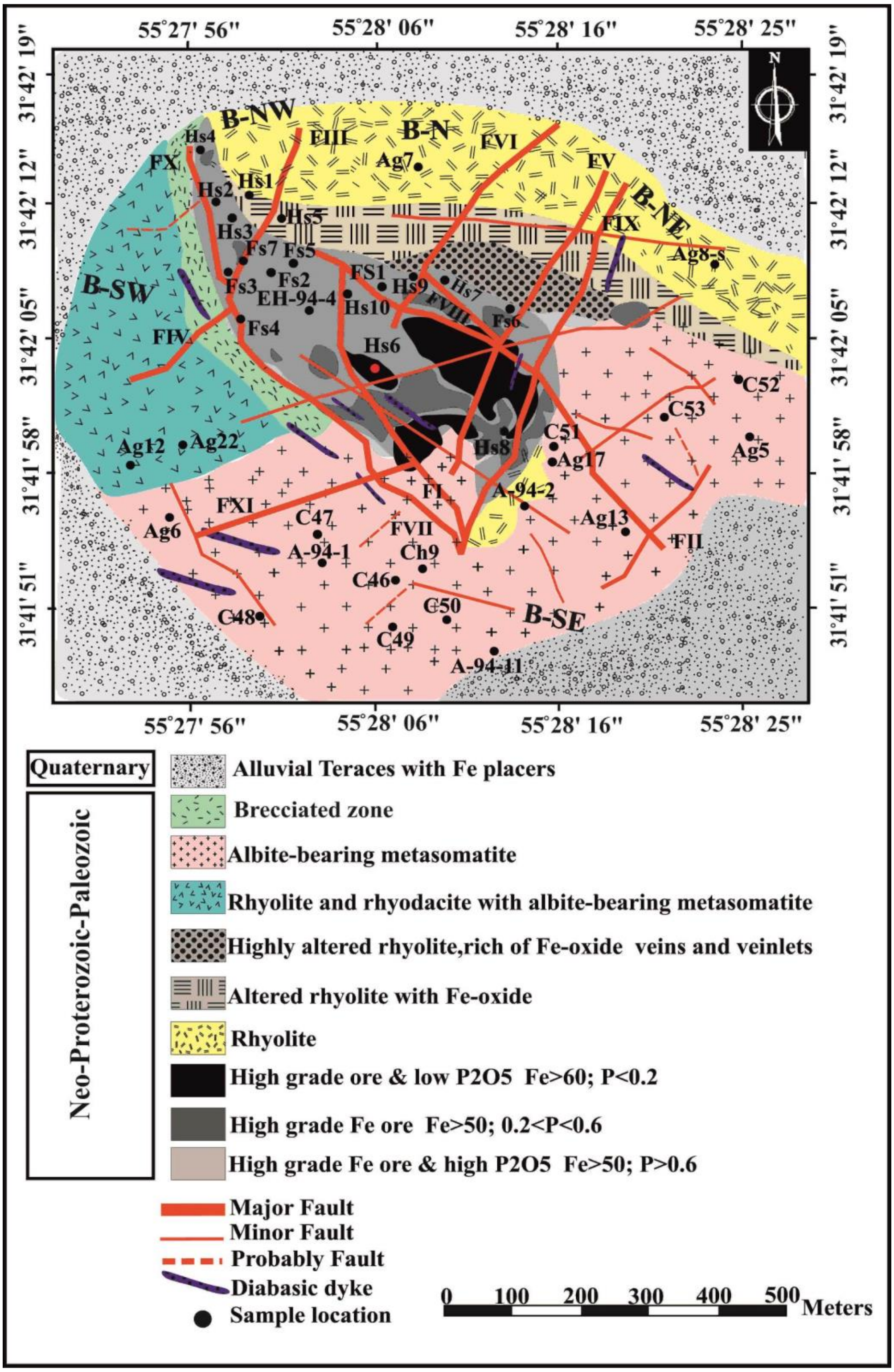
در بعضی از مناطق، واحدهای آتشفشانی- رسوبی با نفوذی‌های کامبرین زیرین قطع شده‌اند. سنگ‌های نفوذی بیشتر ترکیبی گرانیتی داشته؛ ولی برخی توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو-دیوریت نیز به صورت محلی مشاهده می‌شوند.

در مورد منشأ کانسارهای گستره معدنی بافق، نظریه‌های گوناگونی ارائه‌شده است که شامل مرتبط با کربناتیت‌ها (Forster and Borumandi, 1971)، ماگمای امتزاج‌ناپذیر (Forster and Jafarzadeh, 1994)، ماگمایی (Moore and Modabberi, 2003)، ماگماتیسم آلکالن (Mokhtari et al., 2013)، سیالات گرمابی نوع کایرونا (Jami et al., 2007; Torab and Lehmann, 2007; Bonyadi et al., 2011; Heidarian et al., 2017) و کانسارهای آهن نواری (Mohseni and Aftabi, 2015) است. حیدریان و همکاران (Heidarian et al., 2018) و دلیران و همکاران (Daliran et al., 2007; Daliran et al., 2010) الگویی از متاسوماتیسم چندمرحله‌ای در مقیاس بزرگ و مرتبط با ماگماتیسم کامبرین آغازی را ارائه دادند. تقی‌پور و همکاران (Taghipour et al., 2013) استدلال کردند که اختلاط سیالات ماگمایی و گرمابی باعث ایجاد کانی‌سازی اکسید آهن در کانسار چغارت شده است. در این مقاله، برای نخستین‌بار با تلفیق شواهد سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و ایزوتوپی بر روی دگرنهادی‌های آلبیت‌دار و کانسنگ مگنتیت- آپاتیت کانسار چغارت، منشأ سیالات کانه‌ساز و کانی‌زایی در سنگ میزبان و کانسنگ بررسی‌شده است. نتایج این پژوهش می‌تواند در تبیین الگوهای کانی‌زایی کانسارهای آهن و فسفات گستره معدنی بافق مؤثر باشد.

زمین‌شناسی کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

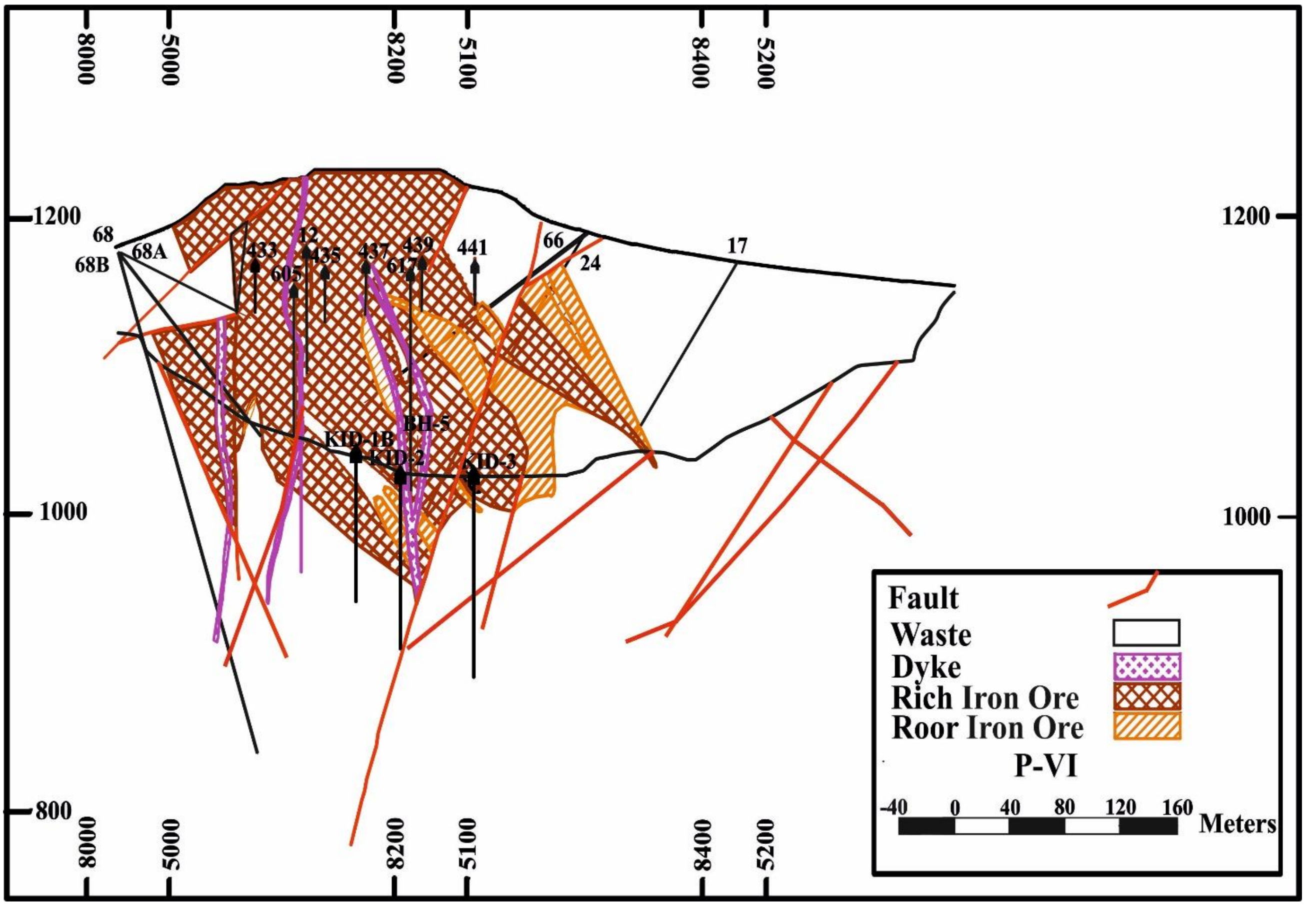
کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت در ۱۲ کیلومتری شمال‌شرق بافق و ۱۲۵ کیلومتری جنوب‌شرق یزد در طول جغرافیایی "۲'۲۸°۵۵ شرقی و عرض جغرافیایی "۰'۴۲°۳۱ شمالی واقع‌شده است (شکل ۲). توده معدنی چغارت با روند شمال و شمال‌غرب، طولی حدود ۵۶۰ متر، عرضی حدود ۲۷۵ متر و ضخامتی حدود ۵۷۰ متر گزارش‌شده است (Forster and Jafarzadeh, 1994). این کانسار در سازند اسفوردی متشکل از مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری و توده‌های نفوذی حدواسط- اسیدی عمیق تا نیمه‌عمیق شامل آندزیت، تراکی‌آندزیت، ریولیت ریوداسیت، گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت به همراه شیل و ماسه‌سنگ تشکیل‌شده است. در واقع، بخش غالب این مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری، تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی و فرایندهای دگرنهادی قرارگرفته است (Forster and Jafarzadeh, 1994). شکل ذخیره آهن تقریباً گوه‌ای شکل است. در قسمت شمال‌غربی ضخامت آن کم و در وسط دارای پهن‌شدگی مشخص و در بخش جنوب‌شرق در حال باریک‌شدن است که امتداد آن به طور ناگهانی قطع می‌شود و نشان‌دهنده عملکرد یک گسل است (Dehghan, 2011). از لحاظ ساختاری کانسار چغارت از ۴ بلوک ساختاری تشکیل‌شده است (شکل ۲): بلوک شمال‌غربی، بلوک شمال‌شرقی، بلوک جنوب‌غربی و بلوک جنوب‌شرقی. دو گسل اصلی (شماره ۳ و ۴) حد فاصل بلوک شمال‌غربی با توده اصلی معدن قرار دارند. دو گسل موازی هم با یک پهنه خرد و برشی شده در قاعده معدن- جنوب‌شرق معدن، حد فاصل سنگ آهن و سنگ‌های دربرگیرنده گزارش می‌شود. آن قسمت از ذخیره معدن که بین گسل بلوک شمال‌غربی و بلوک جنوب‌شرقی قرار دارد، در واقع ذخیره اصلی معدن به شمار می‌آید که خود از دو بلوک شمال‌شرقی و بلوک جنوب‌غربی تشکیل‌شده است. این دو بلوک ساختمان یک گرابن را تشکیل می‌دهد. بلوک جنوب‌شرقی نسبت به دو بلوک شمال‌شرقی و جنوب‌غربی ساختمان هورست- گرابن دارد؛ به این شکل که بلوک باطله جنوب‌شرقی نسبت به بلوک آهن جنوب‌شرقی بالا آمده است و بلوک زمین‌ساختی جنوب‌شرقی در مجموع نسبت به دو بلوک شمال‌شرقی و جنوب‌غربی بالا آمده است (شکل ۳). ذخیره اصلی و عمیق به طور نسبی ثابت مانده و همه حرکت‌ها وجابه‌جایی‌ها حول آن صورت‌گرفته است که بین گسل شماره ۱ و دو گسل شماره ۲ و ۸ قرار دارد (Dehghan, 2011).

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004



شکل ۲. نقشه ساده زمین‌شناسی کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده (با تغییرات از دهقان (Dehghan, 2011))

Fig. 2. Simplified geological map of the choghart magnetite-apatite deposit with location of the collected samples (modified after Dehghan, 2011)



شکل ۳. مقطع عرضی ساختار گرابنی کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (Dehghan, 2011)

Fig. 3. Cross section of graben structure of Choghart magnetite-apatite deposit (Dehghan, 2011)

روش مطالعه

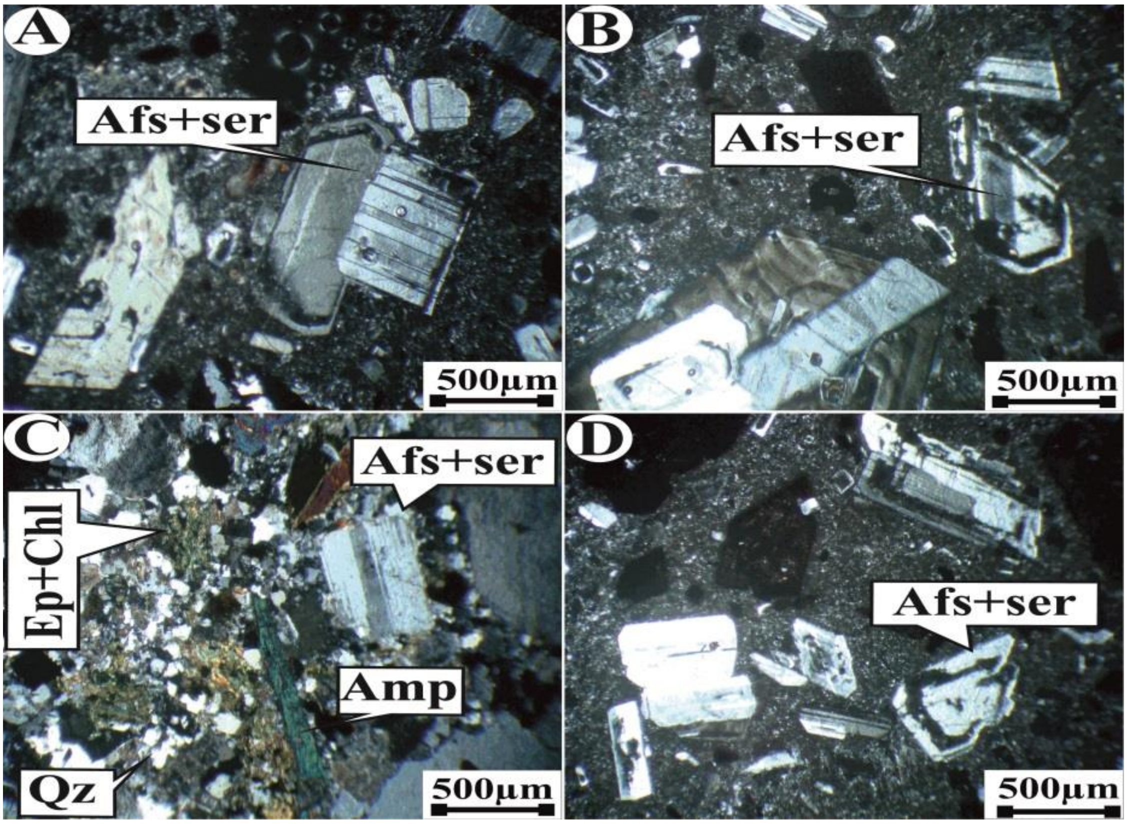
پس از بررسی‌های صحرایی، تعداد ۸۷ نمونه از کانسنگ و سنگ میزبان کانسار چغارت برداشت‌شد. از این تعداد، ۱۰ نمونه آپاتیت و ۱۳ نمونه کانسنگ مگنتیت- آپاتیت با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی[1] مدل LEO-1400 ساخت کشور انگلستان با ولتاژ kV ۱۷-۱۹ و قطر پرتو nA ۲۰ و ۳ نمونه آپاتیت و ۳ نمونه آلبیت به روش پراش پرتو ایکس[2] برای تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران[3] مورد بررسی قرار گرفتند. همچنین، تعداد ۱۰ نمونه کانسنگ مگنتیت- هماتیت، به روش ICP-MS در شرکت زرآزما مورد آنالیز قرارگرفت.

برای بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال، ۱ نمونه از آپاتیت‌های نسل اول به سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ایران ارسال‌شد. همچنین، برای تعیین منشأ سیال کانسنگ‌ساز، ۴ نمونه آپاتیت به روش ایزوتوپی O-H در آزمایشگاه هانگاریا در کشور مجارستان، ۷ نمونه کلسیت به روش O-C در اوتاوای کانادا و ۲ نمونه آپاتیت به روش Nd-Sm در کویزیلند استرالیا و ۴ نمونه آپاتیت به روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی- لیزر ابلیشن[4] در دانشگاه تاسمانیای استرالیا مورد تجزیه قرارگرفت.

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

پتروگرافی سنگ میزبان کانسار

سنگ‌های درون‌گیر کانسار چغارت دارای دو رخساره کاملاً متمایز هستند. گروه اول ریولیت‌ها، ریوداسیت‌ها و توف‌های ریولیتی هستند. این سنگ‌ها دارای درصد بالایی از کوارتز هستند که به صورت آمورف فضای بین فلدسپارها، کلریت، سریسیت، کربنات و اکسید آهن را پر کرده است. این سنگ‌ها اغلب به رنگ سفید،کرم تا خاکستری و سبز روشن با بافت آپلیتی تا پورفیری نشان می‌دهند (شکل ۴-A تا D). گروه دوم سنگ‌هایی با درصد بالای آمفیبول از نوع اکتینولیت و ترمولیت هستند که تحت‌تأثیر فرایندهای دگرنهادی[5] با آلبیت‌زایی قرار گرفته‌اند.

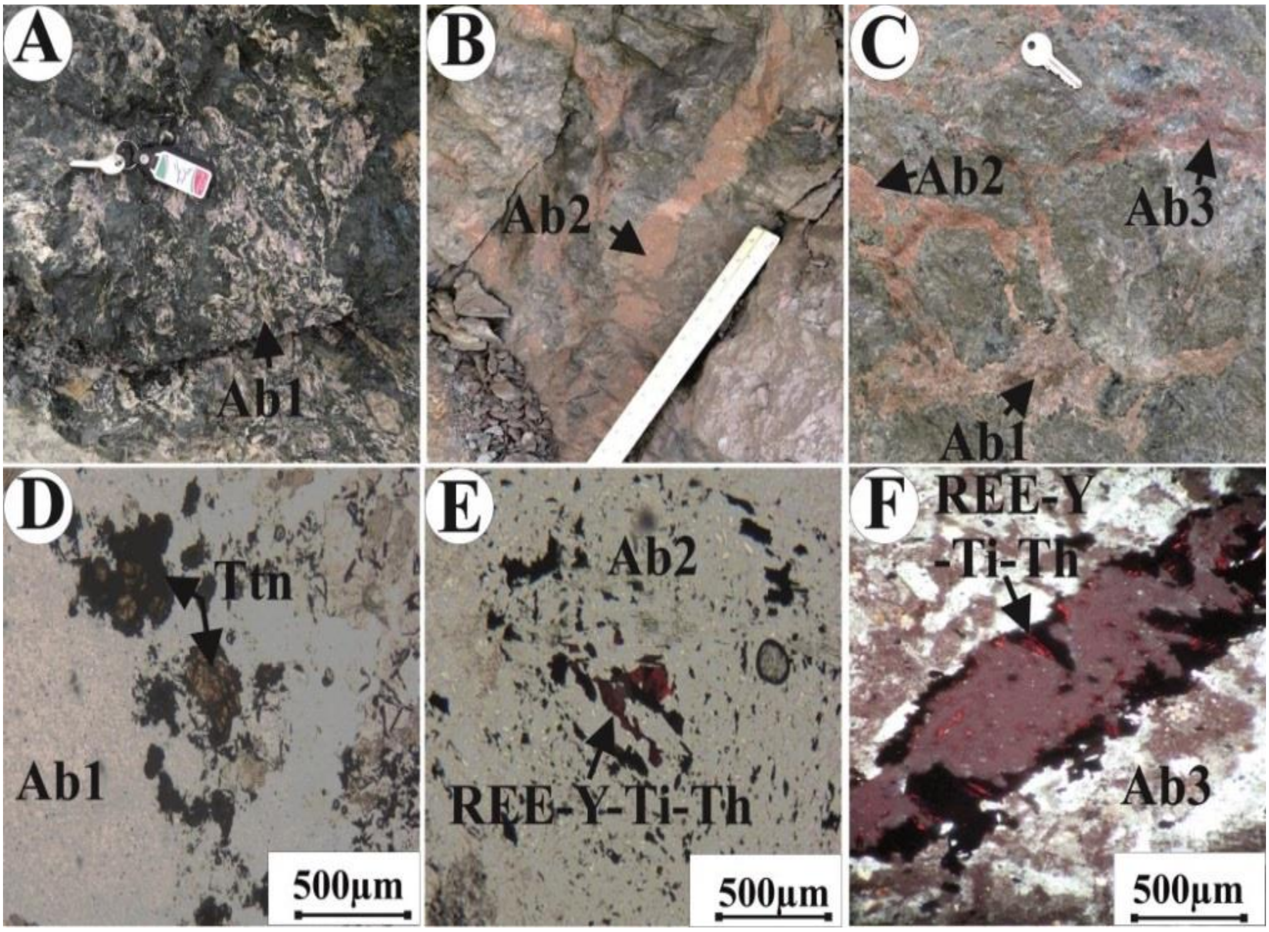


شکل ٤. A، B، C و D: تصویر میکروسکوپی از ریولیت و ریوداسیت‌های میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (XPL-10X). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Amp: آمفیبول، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Afs: آلکالی فلدسپار، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت).

Fig. 4. A, B, C and D: microscopic image of the rhyolites and rhyodacites host of Choghart magnetite-apatite deposit (XPL-10X). Abreviations after Whitney and Evans (2010) (Amp: amphibole, Chl: chlorite, Ep: epidote, Afs: Alkali feldspar, Qz: quartz, Ser: sericite).

در این مجموعه دگرنهادی، سه نسل کانی‌زایی آلبیت حضور دارد که به رنگ‌های سفید تا خاکستری، صورتی و قرمز گوشتی دیده می‌شوند (شکل ۵-A تا F). توده‌های کانی‌زایی آهن (مگنتیت‌های نسل اول) که در مجاورت دگرنهادی‌های سبز آلبیت‌دار قرار دارند، تحت‌تأثیر فرایند آلبیت‌زایی به صورت رگه‌ای و انتشاری قرار گرفته‌اند.

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

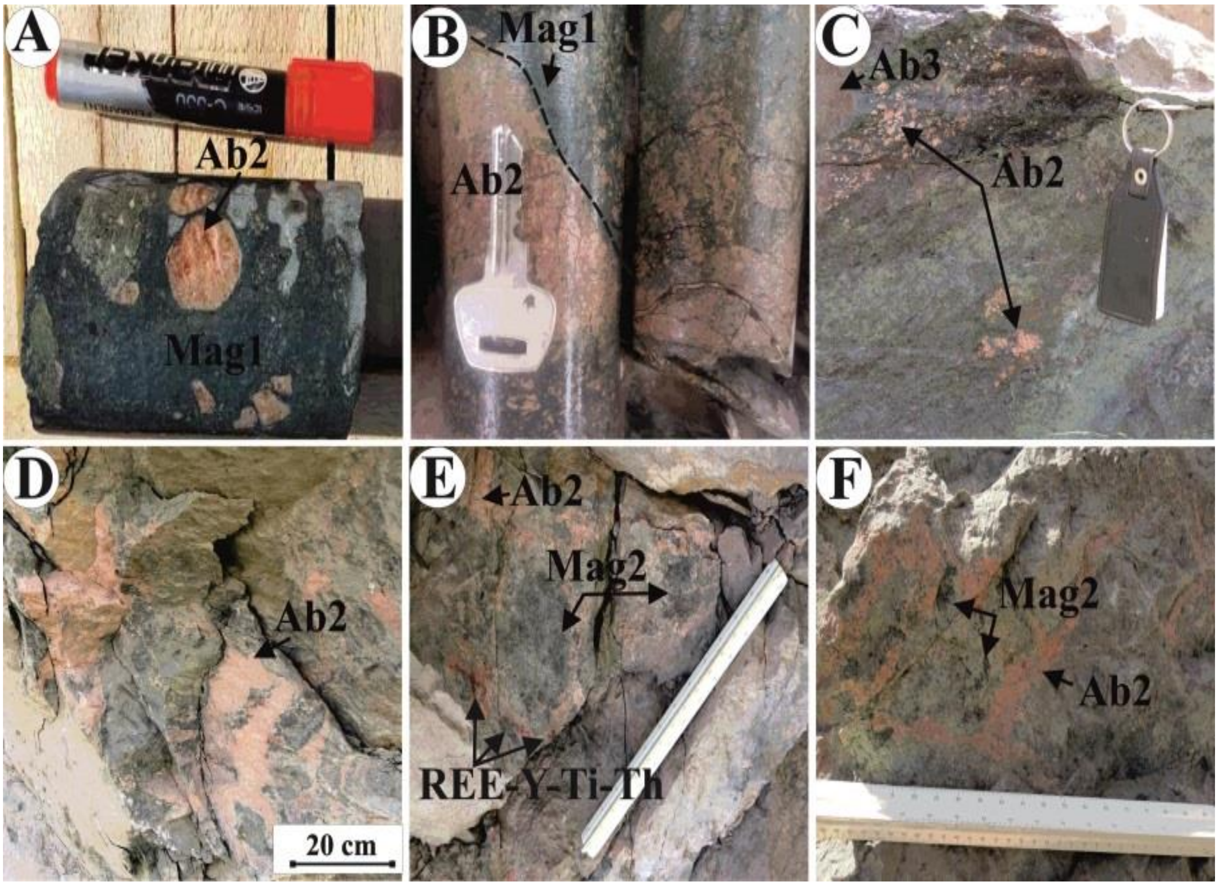


شکل ۵. تصاویر ماکروسکوپی نسل‌های مختلف آلبیت در دگرنهادی‌های آلبیت‌دار کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت. A: آلبیت نسل اول، B: آلبیت نسل دوم، C: نسل‌های مختلف آلبیت؛ و تصاویر میکروسکوپی، D: آلبیت نسل اول (PPL-10X)، E: آلبیت نسل دوم (PPL-10X) و F: آلبیت نسل سوم (XPL-10X). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Ab1: آلبیت نسل اول، Ab2: آلبیت نسل دوم، Ab3: آلبیت نسل سوم، Ttn: تیتانیت)

Fig. 5. Macroscopic images of different generations of albite in the albite-bearing metasomatites Choghart magnetite-apatite deposit. A: the first generation albite, B: the second generation albite, C: the Different generation albite; and microscope images of D: the first generation albite (PPL-10X), E: the second generation albite (PPL-10X), and F: the third generation albite (XPL-10X). Abreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab1: first generation albite, Ab2: second generation albite, Ab3: third generation albite, Ttn: titanite).

آلبیت‌ها در این پهنه‌های کانی‌زایی آهن در بیشتر موارد بدون ادخال‌هایی از مگنتیت هستند (شکل ۶-A تا D). این امر می‌تواند بیانگر شرایط متفاوت فیزیکوشیمیایی تشکیل این دو کانی باشد. از طرفی در زون‌های دگرنهادی آلبیت‌دار، ارتباط تنگاتنگی بین بلورهای مگنتیت نسل دوم و اکتینولیت دیده می‌شود. بلورهای درشت مگنتیت نسل دوم اغلب توسط کانی اکتینولیت احاطه شده‌اند (شکل ۶-E و F). این امر بیانگر تعلق این مگنتیت‌های ریز و درشت به دو نسل متفاوت است. کانی مگنتیت در این دگرنهادی‌های سبز اغلب دارای بافت مثلثی[۶] است که نشان‌دهنده تأخیری بودن آن نسبت به سایر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ

(اکتینولیت- آلبیت) اســــت (Taylor, 1992) (شـکل ۶-E و F).کانی‌های اسفن، روتیل، ایلمنیت، تیتانومگنتیت و تورمالین این دگرنهادی‌های سـبز آلبیت‌دار را همراهی می‌کنند (شـکل ۵-D تا F، شکل ۷-A تا F و شکل ۸).

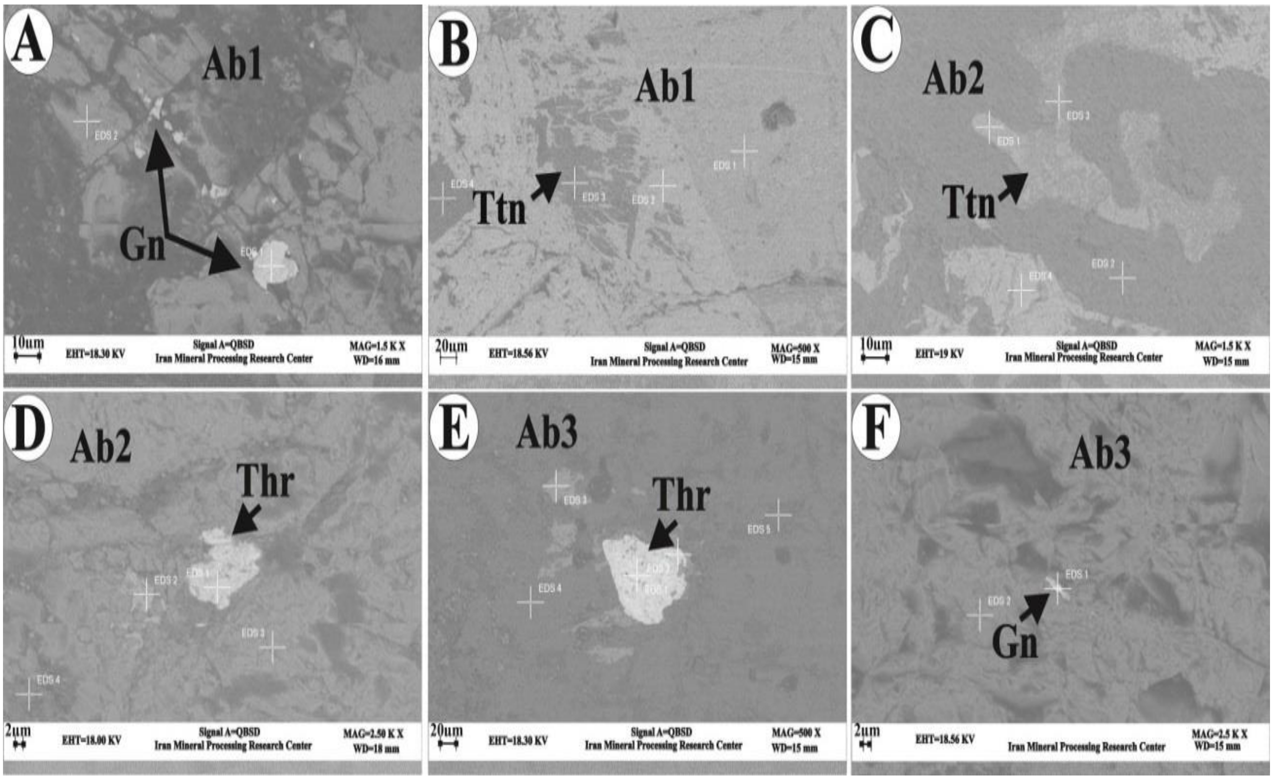


شکل ٦. تصاویر ماکروسکوپی تهیه‌شده از سنگ‌های دگرنهادی آلبیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت. A: کانی‌زایی انتشاری آلبیت‌های نسل دوم در مگنتیت با نبود ادخال‌های مگنتیت در آلبیت (عمق ۵۶ متری)، B: مرز مشخص آلبیت‌های نسل دوم با مگنتیت و کانی‌زایی آلبیت‌های نسل دوم به صـورت انتشـاری در مگنتیت، C: کانی‌زایی انتشـاری آلبیت‌های نسـل دوم و کانی‌زایی رگه‌ای آلبیت‌های نسـل سـوم مرتبط با دگرنهادی‌های آلبیت‌دار در مجاورت پهنه‌های کانی‌زایی مگنتیت، D، E و F: کانی‌زایی نوع رگه‌ای آلبیت‌های نسـل دوم در سـنگ‌های دگرنهادی میزبان و حضـور مگنتیت‌های نسـل دوم مرتبط با فرایندهای دگرنهادی. علائم اختصـاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شـده اسـت (Ab2: آلبیت نسل دوم، Ab3: آلبیت نسل سوم، Mag1: مگنتیت نسل اول، Mag2: مگنتیت نسل دوم)

Fig. 6. Macroscopic images of host albite-bearing metasomatites rocks of the Choghart magnetite-apatite deposit. A: disseminated mineralization of the second generation albites in the magnetite with absence of magnetite inclusions in the albite (depth 56 m), B: sharp boundary of the second generation albites with the magnetite and mineralization of second generation albites disseminated in magnetite, C: disseminated mineralization of second generation albites and vein mineralization of third generation albites associated with the albite bearing metasomatites adjacent to the magnetite mineralization zones, D, E and F: vein type mineralization of second generation albites in the host metasomatite rocks and the presence of second generation magnetites associated with the metasomatite processes. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab2: second generation albite, Ab3: third generation albite, Mag1: first generation magnetite, Mag2: second generation magnetite).

کانی‌زایی چغارت

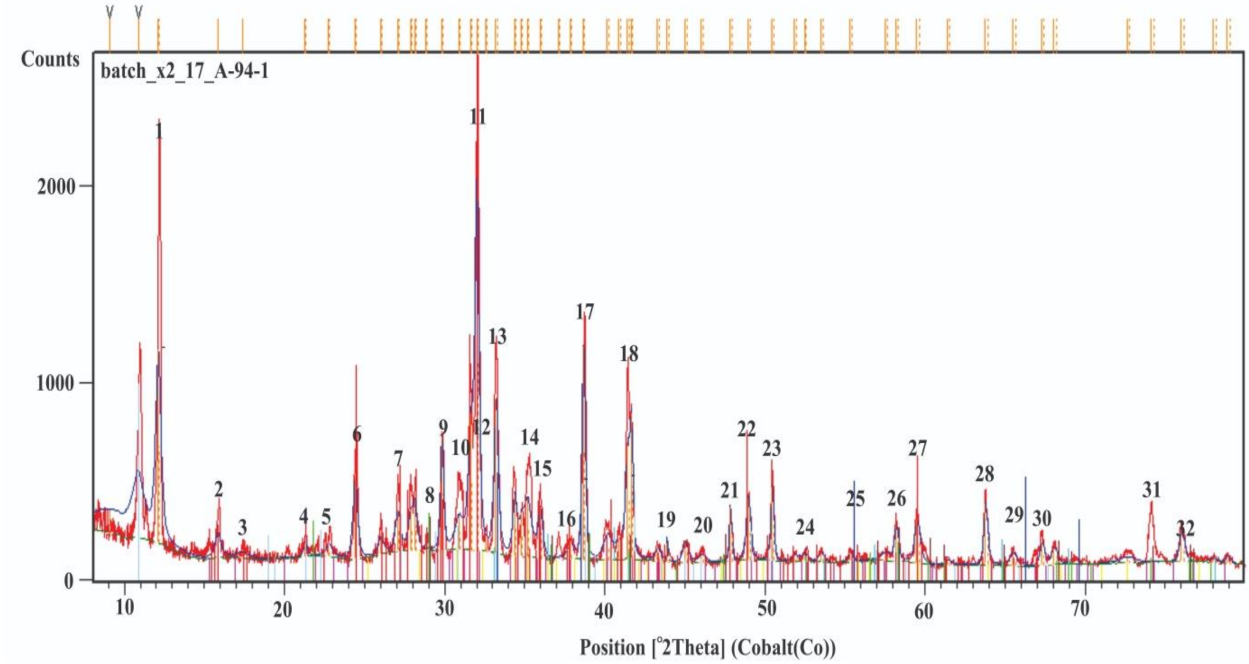
بررسی‌های ماکروسکوپی، میکروسکوپی و تجزیه کانی‌شناختی نیمه‌کمی به روش XRD بر روی دگرنهادی‌های سبز آلبیت‌دار و ریولیت- ریوداسیت‌های دگرسان‌شده و کانسنگ معدنی چغارت نشان می‌دهند که می‌توان دگرنهادی و دگرسانی[۷] سنگ میزبان کانسار چغارت را در ۴ گروه طبقه‌بندی کرد: دگرنهادی سدیک، دگرنهادی سدیک- کلسیک، دگرسانی پتاسیک، دگرسانی تأخیری کربناتی و سیلیسی (Hosseini and Shahpasandzadeh, 2020). کانسنگ توسط این مجموعه نامتجانس در برگرفته شده و از لحاظ کیفیت عیار به دو بخش کانسنگ کم‌عیار و پرعیار و از لحاظ کیفیت ماده معدنی (درجه اکسایش، میزان فسفر و نوع کانه آهن‌دار) به پنج بخش تقسیم‌بندی می‌کنند که عبارتند از: ۱) کانسنگ مگنتیتی، ۲) کانسنگ مگنتیتی- هماتیتی، ۳) کانسنگ مگنتیتی- آپاتیتی، ۴) کانسنگ مگنتیتی- پیریت‌دار با گسترش ناچیز و ۵) کانسنگ مگنتیتی- سیلیس‌دار. کانسنگ مگنتیتی دارای بیشترین فراوانی است (Dehghan, 2011).



شکل ۷. A، B، C، D، E و F: تصاویر میکروسکوپ الکترونیکی از نسل‌های مختلف آلبیت و حضور تورپانیت، تیتانیت و گالن به صورت ادخال‌هایی در کانی آلبیت کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Ab1: آلبیت نسل اول، Ab2: آلبیت نسل دوم، Ab3: آلبیت نسل سوم، Gn: گالن، Thr: تورپانیت، Ttn: تیتانیت).

Fig. 7. A, B, C, D, E and F: Electron microscopic images of different generations albites and the presence of turianite, titanite and galena in the form of inclusions in the albite mineral Choghart magnetite-apatite deposit. Abreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab1: first generation albite, Ab2: second generation albite, Ab3: third generation albite, Gn: galena, Thr: turianite, Ttn: titanite).

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004



شکل ۸. نمونه‌ای انتخاب شده از نمودارهای پراش پرتو ایکس مربوط به دگرنهادی‌های آلبیت‌دار نسل سوم در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت. شماره‌های روی نمودار بیانگر کانی‌های مختلف است که نام آنها در جدول ۱ ارائه‌شده است.

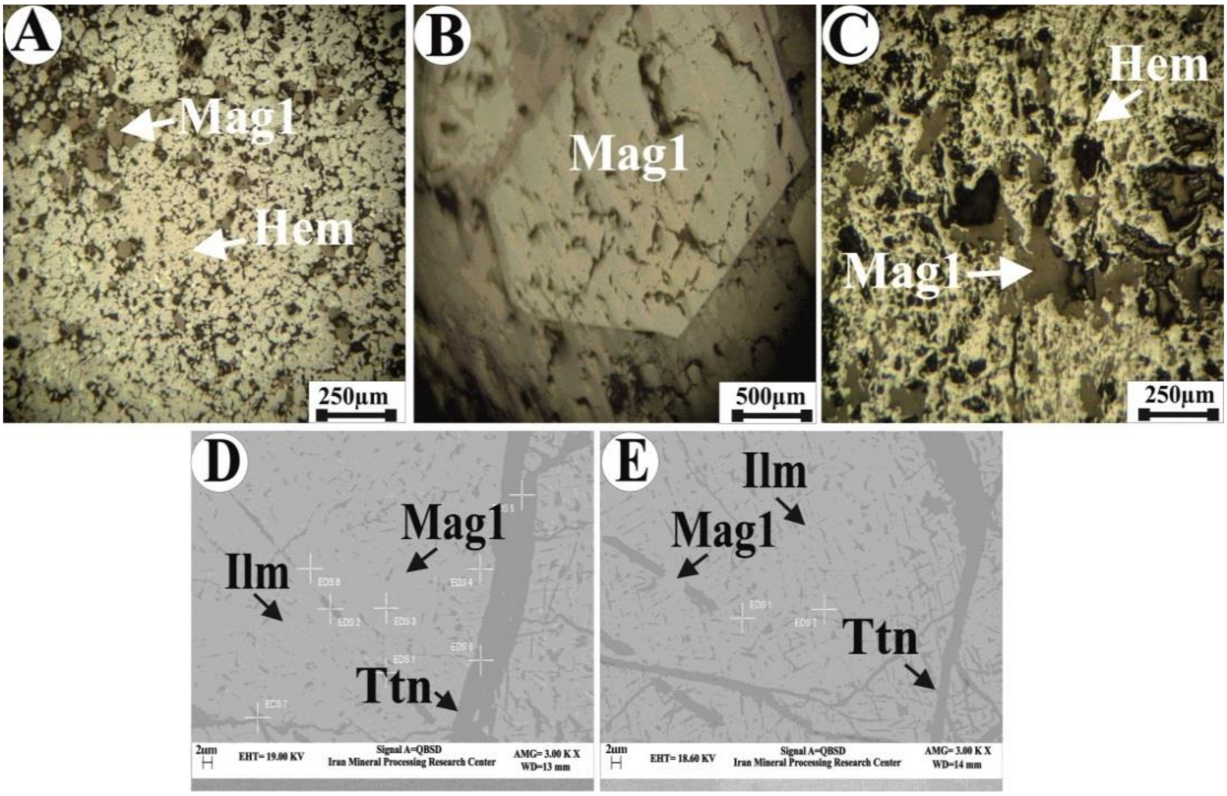
Fig. 8. A selected XRD pattern of third generation albite-bearing metasomatite in the Choghart magnetite-apatite deposit. Numbers on diagram representative for minerals which are listed in table 1.

پتروگرافی کانسنگ

مگنتیت

کانی‌های مگنتیت اغلب دارای دو بافت مشخص هستند. گروه اول با بافت گرانولار و به صورت بلورهای شش‌ضلعی خودشکل تا نیمه خودشکل با اندازه‌های نسبتاً درشت (تا یک میلی‌متر) دیده می‌شوند (شکل ۹-A و B) و گروه دوم مگنتیت‌هایی بی‌شکل با اندازه میانگین ۲۰۰ میکرومتر بوده که بیانگر بافت جانشینی مگنتیت توسط هماتیت (فرایند مارتیتی‌شدن) است (شکل ۹-C) در واقع مگنتیت‌های متعلق به هر دو گروه، به درجاتی تحت‌تأثیر پدیده مارتیتی‌شدن قرار گرفته‌اند. علاوه بر این، تیغه‌های ایلمنیتی متعددی در سه جهت در دانه‌های مگنتیت حضور دارد (شکل ۹-D و E). تیغه‌های ایلمنیتی به طور عمده در بخش مرکزی دانه‌های مگنتیت گسترش یافته و قبل از رسیدن به مرزهای بلوری ناپدید می‌شوند (شکل ۹-D و E). علاوه بر تیغه‌های ایلمنیتی، ایلمنیت‌های بی‌شکل حفره‌ها و یا شکاف‌های قبلی درون مگنتیت را پر کرده و یا به صورت درهم‌رشدی و تجمعاتی بی‌شکل در فضای بین قطعات مگنتیت برشی شده تشکیل‌شده است. نکته جالب توجه این است که در این مناطق برشی شده توسط گسل‌های اصلی و فرعی، قطعات مگنتیت هنوز از الگوی موجود در مرکز و یا حاشیه مگنتیت اولیه پیروی می‌کنند و تیغه‌های ایلمنیتی و یا نقاط غنی از Ti در این قطعات نشان‌دهنده قرارگرفتن آن قطعات در مرکز یا حاشیه مگنتیت اولیه است. بنابراین می‌توان نتیجه‌گرفت که چنین الگوهایی قبل از برشی شدن در مگنتیت‌های اولیه گسترش یافته و پس از پدیده برشی شدن، الگوی موجود محفوظ مانده است.

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004



شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی تهیه‌شده از کانسنگ مگنتیت در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت. A و B: بافت گرانولار در مگنتیت نسل اول و مارتیتی‌شدن مگنتیت (10X-XPL)، C: مگنتیت‌های بی‌شکل و مارتیتی‌شده (10X-XPL)، D و E: تصاویر میکروسکوپ الکترونی اکسلوشن‌های ایلمنیت در مگنتیت‌های نسل اول. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Hem: هماتیت، Mag1: مگنتیت نسل اول، Ilm: ایلمنیت، Ttn: تیتانیت).

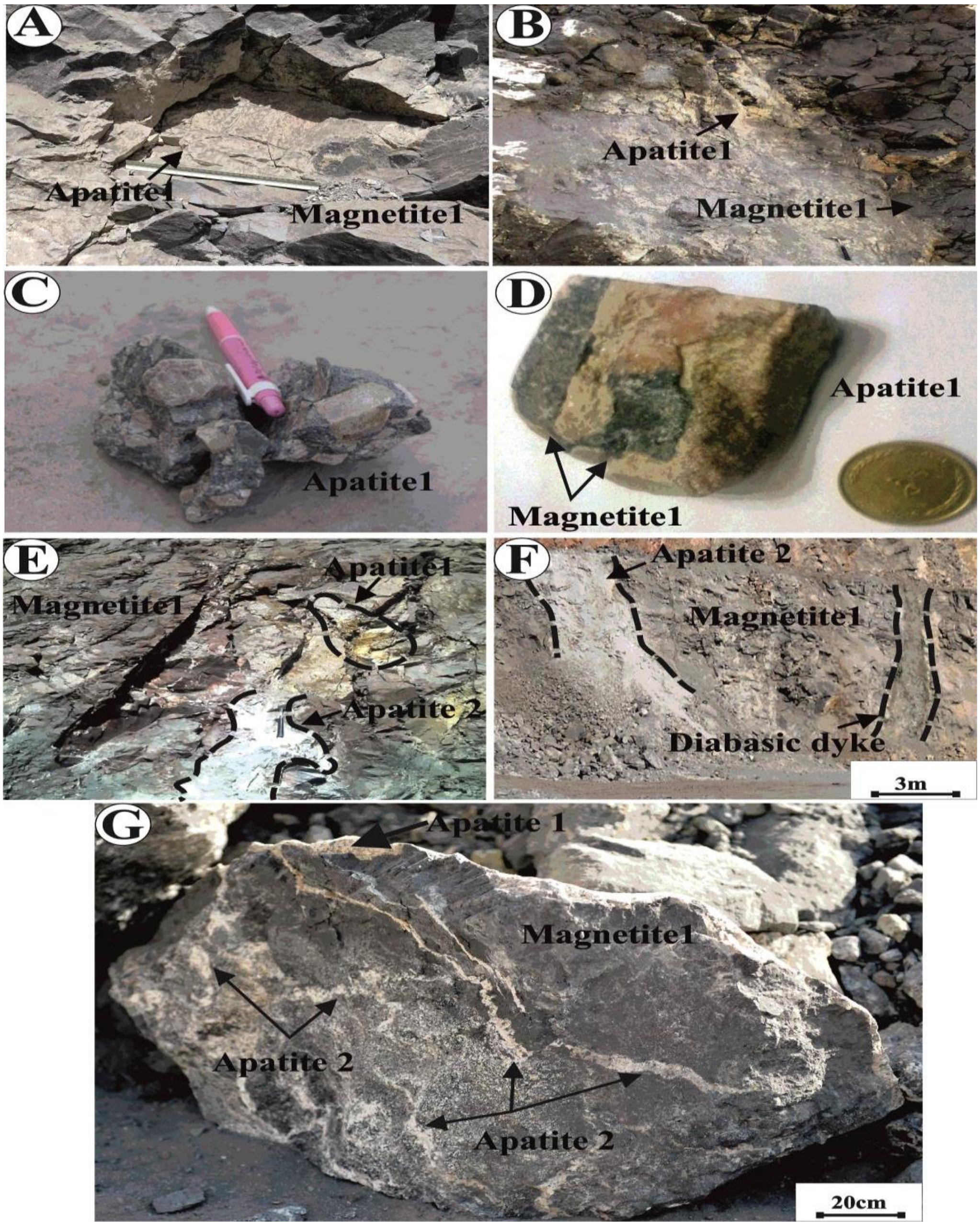
Fig. 9. microscopic images of magnetite ore in the Choghart magnetite-apatite deposit. A and B: Granular texture in the first generation magnetite and magnetite martitization (10X-XPL), C: amorphous and martitized magnetites (10X-XPL), D and E: electron microscope images of ilmenite exclusion in first generation magnetites. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hem: Hematite, Mag1: first generation magnetite, Ilm: ilmenite, Ttn: titanite).

آپاتیت

کانی‌زایی آپاتیت به صورت توده‌های کوچک، رگه‌ای و انتشاری از بلورهای شکل‌دار (بی‌پیرامیدال) و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل تشکیل‌شده است (شکل ۱۰-A تا D). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و ماکروسکوپی کانسنگ چغارت، دو نسل آپاتیت بر اساس شکل و بافت تشخیص‌داده شد: آپاتیت نسل اول به وسیله بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به رنگ کرم تا خاکستری با سطح بیرونی صاف و مدور و اندازه متوسط ۱ تا ۲ سانتی‌متر (بیشینه ۵ سانتی‌متر) مشخص می‌شود (شکل ۱۰-C و D). آپاتیت نسل اول همبستگی نزدیکی با مگنتیت نسل اول (مگنتیت‌های توده‌ای) دارد. در این نسل از آپاتیت‌ها، مگنتیت همراه با کلسیت در شکستگی‌های آپاتیت نهشته‌شده است (شکل ۱۰-D). آپاتیت نسل دوم به وسیله انبوه دانه‌های خیلی ریز (اندازه ۱۰ تا ۲۰۰ میکرون) شیری رنگ و تجمعات کمتر نسبت به نسل اول دیده

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

می‌شـــود و به نظر می‌رســـد آپاتیت‌های نســـل دوم از انحلال آپاتیت‌های نســـل اول و ته‌نشـــست در امتداد شـکســـتگی‌ها یا به صـــورت پراکنده در متن کانی‌های مگنتیت به وجود آمده اســـت (شکل ۱۰-E تا G).

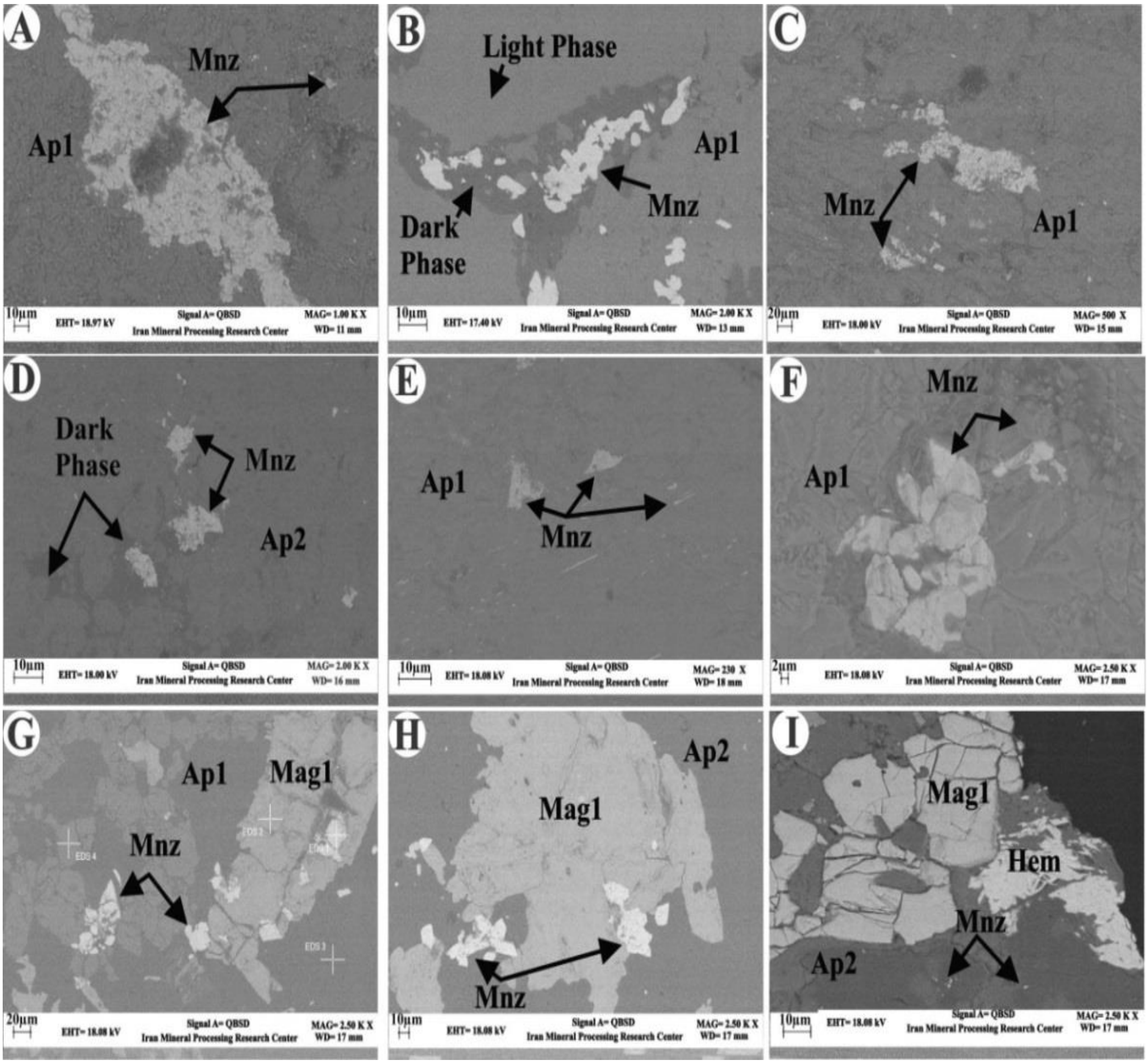


شکل ۱۰. A و B: کانی‌زایی توده‌ای و رگه‌ای آپاتیت‌های نسل اول، C و D: بلورهای بی‌پیرامیدال آپاتیت‌های نسل اول در کانسنگ مگنتیت و E تا G: کانی‌زایی رگه‌ای و انتشاری آپاتیت‌های نسل دوم در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت کانسار چغارت

Fig. 10. A and B: Massive and vein type mineralization of first generation apatites, C and D: the bipyramdal crystals of the first generation apatites in the magnetite ore and E, F and G: vein type and disseminated mineralization of second generation apatites of the Choghart magnetite-apatite deposit

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی روبشی بر روی هر دو نسل از آپاتیت‌ها، نشان‌دهنده حضور دو نسل کانی مونازیت به صورت مجتمع و یا ادخال‌هایی در سطح بلورهای آپاتیت و در امتداد شکستگی‌هاست (شکل ۱۱-A تا I).



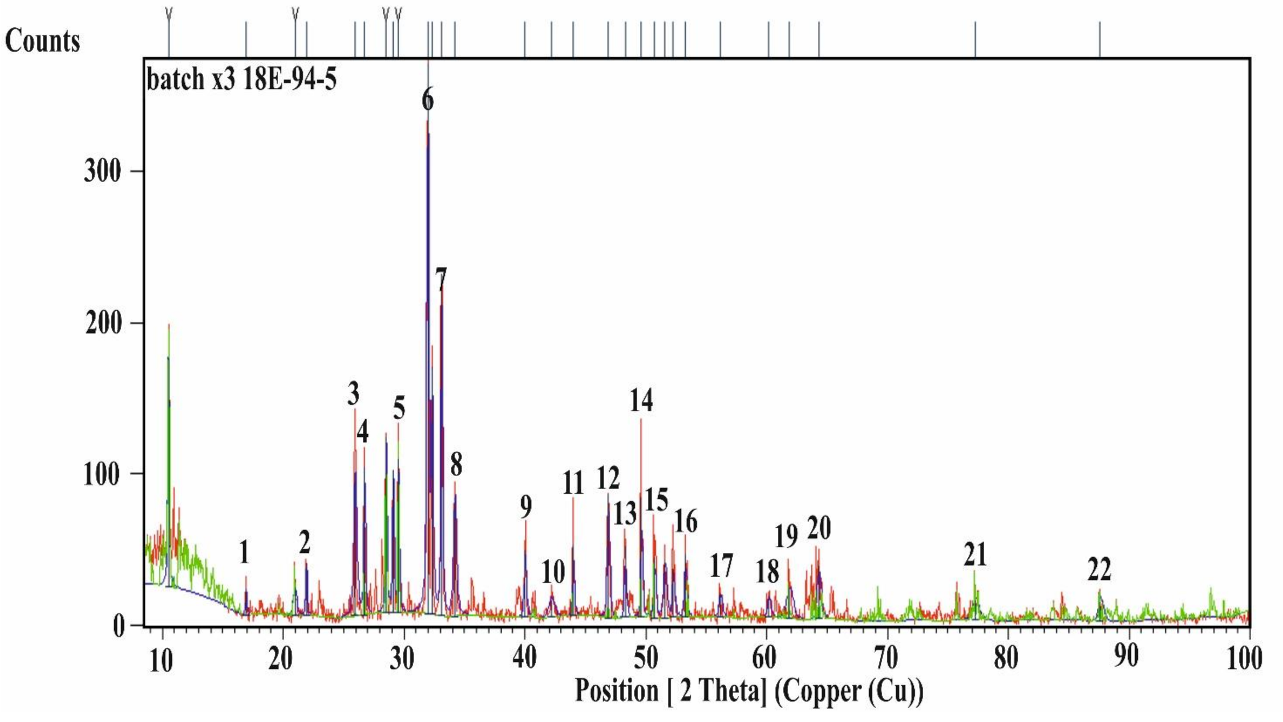
شکل ۱۱. A تا I: تصاویر میکروسکوپ الکترونیکی از آپاتیت‌های نسل اول و دوم به همراه کانی‌زایی مونازیت در کانسنگ مگنتیت چغارت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Hem: هماتیت، Mag1: مگنتیت نسل اول، Mnz: مونازیت).

Fig. 11. A to I: Electron microscope image of the first and second generation apatites with monazite mineralization in the Choghart magnetite ore. Abreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap1: first generation apatites, Ap2: second generation apatites, Hem: Hematite, Mag1: first generation magnetite, Mnz: Monazite).

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

همچنین، تجزیه نیمه‌کمی هر دو نسل از آپاتیت به روش پراش پرتو ایکس، بیانگر وجود کانی‌های مونازیت سریم‌دار، مونازیت‌های لانتانیم‌دار، مونازیت‌های یوروپیم‌دار، مونازیت‌های گادولینیوم‌دار، زنوتیم، باستناسیت، آلانیت، بریتولیت و تنوع کانی‌های عناصر کمیاب خاکی است (شکل ۱۲، جدول ۱ و جدول ۲).

کانی مونازیت به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا بی‌شکل در اندازه ۱۰-۱۰۰µm مشاهده می‌شود. این کانی‌ها به صورت میان‌بارهایی در آپاتیت‌ها دیده می‌شود؛ اما قرارگیری این کانی‌ها در سطوح شکستگی‌های بلورهای آپاتیت نقش فرایندهای گرمابی و تشکیل این کانی‌ها در اثر این فرایند را آشکار می‌سازد. در برخی آپاتیت‌های کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت، الگوی ناهمگن با فازهای تاریک و روشن دیده می‌شود. تفاوت اصلی میان دو فاز تاریک و روشن در آپاتیت‌های این کانسار، غلظت‌های متفاوت REE و برخی عناصر کم مقدار مثل Si، Na، Cl و F در این دو فاز را گزارش می‌کند (Torab, 2008). REEs با توجه به وزن اتمی بالایی که دارند، الکترون‌های پراکنش برگشتی بیشتری تولید می‌کنند. به این ترتیب بلور آپاتیتی که دارای غلظت بالای REE باشد، روشن‌تر ظاهر می‌شود؛ در حالی‌که نواحی تاریک، از REE تهی هستند. همچنین، حضور ادخال‌های فراوان مونازیت در نواحی تاریک (فقیر از REE) بیانگر یک فرایند توزیع مجدد REEs است که به صورت تهی‌شدگی آپاتیت و هسته‌سازی هم‌زمان بلورهای مونازیت عمل کرده است (Torab, 2008).



شکل ۱۲. نمونه‌ای انتخاب شده از نمودارهای پراش پرتو ایکس آپاتیت‌های نسل دوم در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت. شماره‌های روی نمودار بیانگر کانی‌هایی است که نام آنها در جدول ۱ ارائه‌شده است.

Fig. 12. A selected XRD pattern of second generation apatite in the Choghart magnetite-apatite deposit. Numbers on diagram representative for minerals which are listed in table 1.

جدول ۱. نتایج انتخاب شده تجزیه پراش پرتو ایکس در آپاتیت‌ها و دگرنهادی‌های آلبیت‌دار کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

Table 1. Selected results of XRD analyses of the apatites and albite-bearing metasomatites in the Choghart magnetite-apatite deposit

	3stgeneration albite-bearing metasomatites	Second generation apatite
No	**batch x2 17 A-94-1**	**batch x3 18 E-94-5**
Long.	**355671**	**354723**
Lat.	**3508156**	**3508321**
1	Riebeckite; Magnesiohornblende, ferroan	Fluorapatite, syn; Monazite-(La)
2	Microcline	Fluorapatite, syn; Allanite-(La); Monazite-(Ce)
3	Microcline	Fluroapatite, syn; Britholite, syn
4	Microcline; Magnesiohornblende, ferroan	Allanite-(Ce); Xenotime-(Yb); Monazite
5	Thorite; Uranoan	Fluorapatite, syn; Monazite(Ce), syn; Britholite, syn
6	Thorite; Uranoan	Fluorapatite, syn; Allanite-(Ce); Allanite-(La); Xenotime-(Y)
7	Albite, calcian, ordered	Fluorapatite, syn; Allanite-(Ce); Allanite-(La)
8	Thorite; Uranoan	Carbonate-hydroxylapatite; Bastnasite; Monazite(Ce)
9	Davidite-(Ce)	Hydroxylapatite; Allanite-(La); Monazite-(Ce)
10	Brannerite; Davidite-(Ce)	Allanite-(La); Monazite-(Ce); Monazite
11	Microcline; Magnesiohornblende, ferroan	Fluorapatite, syn; Allanite; Allanite-(La); Monazite(Gd), syn; Monazite(Eu), syn
12	Barnnerite	Fluorapatite, syn; Monazite(Ce), syn
13	Uraninite, syn; Riebeckite	Fluorapatite, syn; Allanite-(La); Bastnasite; Britholite; Monazite(La)
14	Davidite-(Ce)	Fluorapatite, syn; Monazite(Ce), syn
15	Albite, disordered	Fluorapatite, syn; Monazite(Ce), syn
16	Albite	Hydroxylapatite; Monazite(Gd)
17	Microcline; Thorite; Riebeckite	Chloroapatite; Allanite-(La)
18	Microcline; Thorite; Uranoan	Fluorapatite, syn; Allanite; Britholite; Monazite; Monazite(Ce)
19	Brannerite	Fluorapatite, syn
20	Microcline	Allanite; Allanite-(La)
21	Albite, calcian, ordered	Monazite(Ce)
22	Microcline	Allanite-(La)
23	Microcline	
24	Thorite; Uranoan	
25	Brannerite; Uraninite, syn	
26	Thorite	
27	Thorite; Uranoan	
28	Davidite-(Ce)	
29	Uraninite, syn	
30	Hematite; Riebeckite	
31	Magnesiohornblende, ferroan; Hematite; Thorite	
32	Hematite; Thorite; Uranoan	

جدول ۲. نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس در آپاتیت‌های نسل اول و دگرنهادی‌های آلبیت‌دار در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Table 2. XRD analytical results of first generation apatites and albite-bearing metasomatite in the Choghart magnetite-apatite

Sample No.	A-94-2	A-94-11	Fs1	Fs2
Long.	355114	355224	354857	354829
Lat.	3508102	3508130	3508425	3508421
	3rd generation albite-bearing metasomatites	2st generation albite-bearing metasomatites	first generation apatites	first generation apatites
Main phase	Albite low Actinolite Tremolite Microcline Hematite Calcite Malachite	Hydroxylapatite Quartz Calcite Talc Tremolite Hematite Microcline	Fluorapatite Carbonate-Hydroxylapatite	Carbonate-fluorapatite Hematite Calcite
Rare phase	Barnnerite Thorite	Monazite Davidite(Ce) Barnnerite	Monazite(La), syn Xenotime-(Y) Monazite(Ce), syn	Xenotime-(Y) Monazite(Gd), syn Monazite(Ce), syn Monazite-(La) syn

بررسی‌های زمین‌شیمی

زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب خاکی در سنگ میزبان

نتایج زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب خاکی در سنگ میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت به روش ICP-MS در (جدول ۳) نشان‌داده شده است. بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی و عناصر جزئی ناسازگار بر روی انواع مختلف دگرنهادی‌های آلبیت‌دار، ریولیت و ریوداسیت‌ها نسبت به کندریت بوینتون (Boynton, 1984) و گوشته اولیه، سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۱۳-A) نشان‌دهنده الگوی مشابه در تمامی نمونه‌ها و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که از ویژگی‌های ماگمای پدید آمده در پهنه‌های فرورانش است (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). این غنی‌شدگی با نسبت قلیایی بودن[8] محیط نسبت مستقیم دارد (Witford et al., 1988) و می‌تواند بیانگر منشأ کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th ماگمای ریولیتی یا توده‌های نفوذی منطقه باشد. در تمامی نمونه‌های مورد بررسی، تهی‌شدگی Eu مشاهده می‌شود که می‌تواند ناشی از جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک هنگام تبلور بخشی یا نبود پلاژیوکلاز در مواد سازنده خاستگاه باشد (Richards et al., 2012). بر پایه بررسی‌های وو و همکاران (Wu et al., 2003)، بی‌هنجاری منفی Eu به همراه بی‌هنجاری منفی Sr پی‌آمد جدایش پلاژیوکلاز است؛ اما اگر با بی‌هنجاری منفی Ba همراه باشد، جدایش بلورین پتاسیم فلدسپار را نشان می‌دهد که در نمونه‌های بررسی شده نیز مشاهده می‌شود (شکل ۱۳-B).

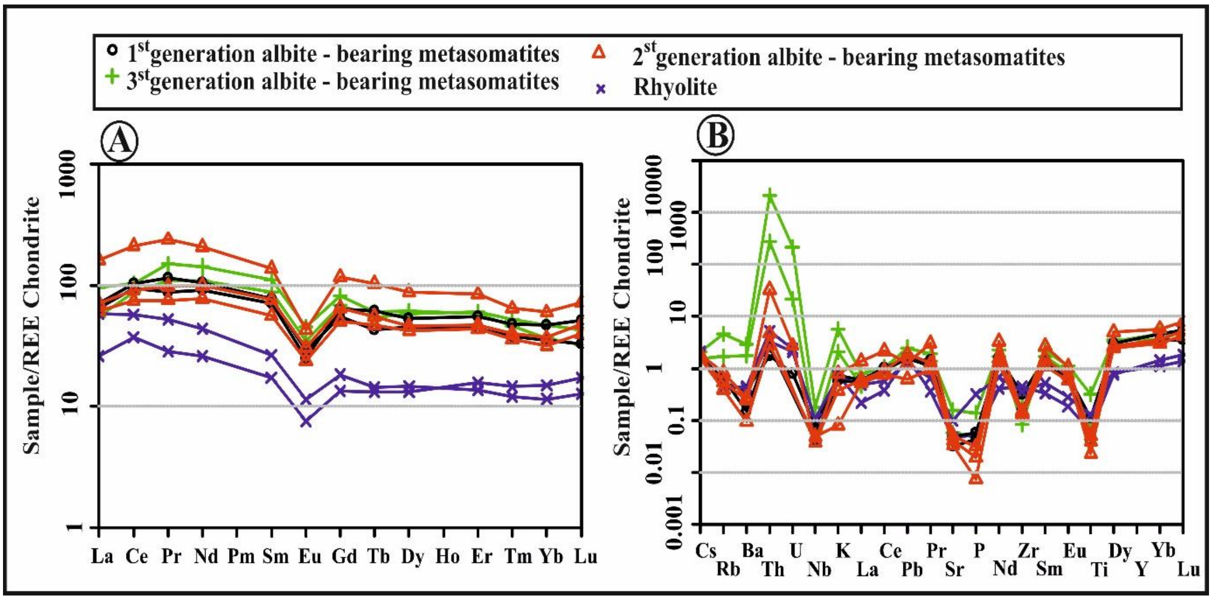
الگوی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی در مقادیر Ti، Zr، Sr، Nb، Ba و Eu و بی‌هنجاری مثبت Pb، Th، K، U، Ce و La در سنگ میزبان کانسار است. عنصر Ba در بازه دمایی گستره پهنه‌های فرورانشی متحرک است و همراه با سیال آبدار جابه‌جا می‌شود (Wu et al.,

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

2003). Th در سـیال‌های دما پایین کم‌تحرک و یا نامتحرک است؛ اما در دمای بالا که رسوبات بالای صفحه فرورو و یا گوه گوشته‌ای دچار ذوب‌بخشی می‌شوند، متحرک است (Cuney et al., 2012) (شکل ۱۳-B). بی‌هنجاری مثبت عنصرهای Pb و K نشـان‌دهنده دخالت پوسـته قاره‌ای در پیدایش و تحول ماگمای سازنده این سنگ‌هاست (Harris, 1983). غنی‌شدگی عناصر LILE در برابر HFSE از ویژگی‌های وابسته به آلایش پوسته‌ای و یا مذاب‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش است (Zhang et al., 2006; Asran et al., 2012). بی‌هنجاری مثبت Pb نیز گویای دگرنهادی گوه گوشته‌ای یا سیال آزاد شده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورو یا آلایش ماگما با سـنگ‌کره قاره‌ای اسـت (Atherton and Ghani, 2002). عناصر HFSE از عناصر نامتحرک هستند و با سـیال جابه‌جا نمی‌شـوند و خاسـتگاه گوشـته‌ای از آنها تهی خواهد ماند (McCulloch and Gamble, 1991). ذوب این خاستگاه‌ها در مراحل بعدی، به احتمال زیاد به عدم ذوب کانی‌های حاوی این عناصـر و یا تهی‌شـدگی از HFSE و غنی‌شـدگی از LILE در مذاب را در پی خواهد داشـت (McCulloch and Gamble, 1991). پی‌آمد تهی‌شدگی از عناصر HFSE در مواد مـذاب پـهـنـه‌هـای فـرورانشـی، بـر جـای‌مـانـدن کـانـی‌هـای جـذب‌کـنـنـده HFSE مـانـنـد روتـیـل، اسـفـن و آمفیبول در گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورو است (Green, 2006). تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Nb، Ti و فراوانی عناصر LILE مانند K، Ce، La و Th از ویژگی‌های کمان آتشفشانی است (Tian et al., 2008; Yoshida et al., 2013). تـهـی‌شـدگـی از Ti نشان‌دهنده تمرکز فازهای تیتانیوم‌دار در بخش‌های جداشده عمق یا مقدار کم این عنصـر در سـنگ‌های خاسـتگاه اسـت (Pearce and Peate, 1995). بی‌هنجاری منفی Nb و Ti از ویژگی‌های ماگماتیسم وابسته به فرایندهای فرورانش (Küster and Harms, 1998) یا از ویژگی‌های سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی اسـت (Rollinson, 1993). بی‌هنجاری منفی و مثبت Ti را کانی‌های تیتانیوم‌دار مانند اسـفن، ایلمنیت، تیتانومگنتیت و آمفیبول کنترل می‌کنند (Gaetani, 2004).

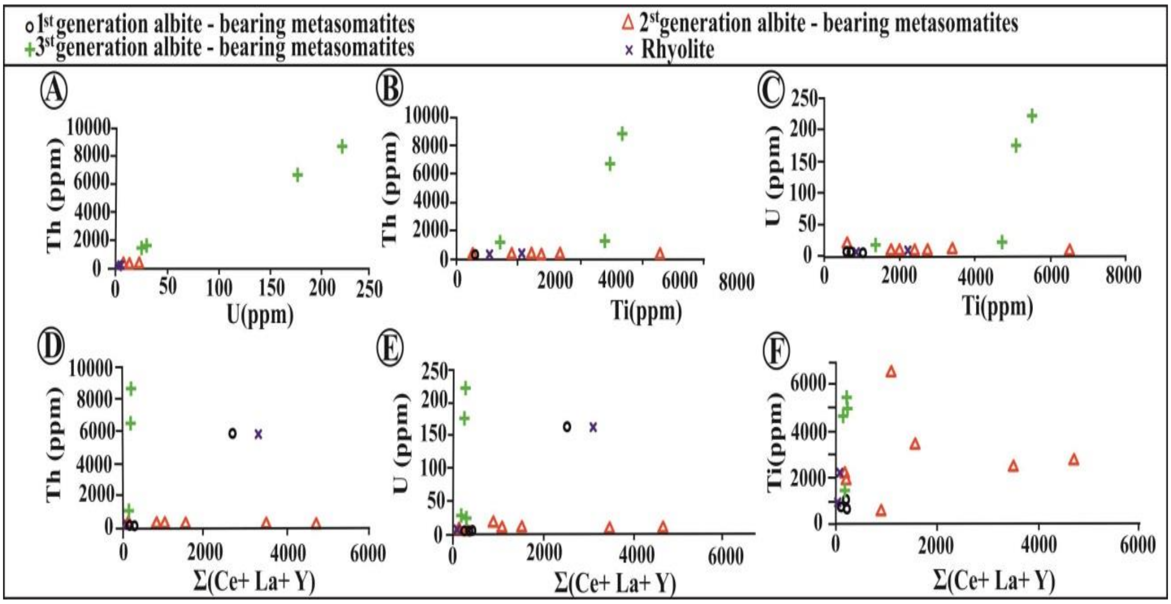
بر اسـاس بررسـی‌های SEM، کانی‌های تیتانیوم‌دار همراه با سنگ‌های دگرنهادی آلبیت‌دار میزبان و کانسنگ مگنتیت کانسار چغارت دیده می‌شـود (شـکل ۷-A تا F و شـکل ۹-D و E). در کانسـنگ مگنتیت، تیغه‌هایی از اکسـلوشـن ایلمنیت دیده می‌شـود. تحت‌تأثیر جای‌گیری ماگما در بخش‌های پوسته بالایی، چه بسا به دنبال گاززدایی از مذاب و حذف آهن فرو با سـیال ثانویه هنگام سرد شدن، فوگاسیته اکسیژن را افزایش می‌دهد. افزایش فوگاسیته اکسـیژن، حلالیت Ti را در مگنتیت کاهش می‌دهد و تیغه‌های اکسلوشـن ایلمنیت را در آن پدید می‌آورد (Bell and Simon, 2011). عناصـر Y، Nd، La و Ce بیشـترین غنی‌شـدگی را در سـنگ میزبان کانسـار نسبت به سـایر عناصـر کمیاب خاکی نشـان می‌دهند. عناصـر Th، U و Ti نسبت به عناصـر کمیاب خاکی به میزان کمتری غنی‌شـدگی نشـان می‌دهند. همبسـتگی مثبت و قوی بین Th با Ti و U و همبسـتگی منفی Th و U با $\sum$LREE وجود دارد. این همبسـتگی منفی ناشـی از وجود کانی‌های فسـفاته در دگرنهادی‌های آلبیت‌دار و تمرکز REEs به صـورت کانی‌های مونازیت و زنوتیم است (شکل ۱۴-A تا F). کانی‌های تیتانیوم‌دار در سـنـگ‌هـای میزبان کانسار به آسانی تحت فعالیت محیط گرمـابی متلاشـی مـی‌شـونـد و تشـکیل هیدروکسیدهای تیتانیوم می‌دهند که جاذب بسیار قـوی عناصر پرتوزا از سـیـال اسـت (Zhao, 2005). وجود این همبستگی مثبت بیانگر منشأ مشترک آنها در طی فرایندهای دگرنهادی اسـت. بی‌هنجاری مثبت Th به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و مقـادیر بـالای Th نسـبـت به U می‌تواند در ارتباط با ماگماتیسـم قلیایی و فرایندهای گرمابی متوسـط تا دما بالای مرتبط با پهنه فرورانش و حاشـیـه مخرب صفحات باشد (Ruzicka, 1990; Ramezani and Tucker, 2003). در واقع، ترکیب گوه گوشـته به تدریج توسـط پوسـته اقیانوسی فرورونده تغییر می‌کند و سنگ میزبان در مقادیر Th، U و LREE در مقایسه با Nb و HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد (Schandl and Gorton, 2002).

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004



شکل ۱۳. A: الگوی بهنجار شده توزیع عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت بوینتون (Boynton, 1984) و B: الگوی بهنجار شده عناصر فرعی نسبت به گوشته اولیه از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) در سنگ میزبان ریولیتی و دگرنهادی مرتبط با نسل‌های مختلف آلبیت کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

Fig. 13. A: The chondrite-normalized REE distribution patterns diagram (Boynton, 1984), and B: Primitive mantle-normalized trace elements patterns from (Sun and McDonough, 1989) in the rhyolites and metasomatites associated with different generations of albites in the host rocks of the Choghart magnetite-apatite deposit.



شکل ۱٤. A تا F: روند همبستگی REE، Y، Ti، U و Th در دگرنهادی‌های آلبیت‌دار و ریولیت‌های کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

Fig. 14. A to F: Correlation trend of REE, Y, Ti, U and Th in the albite-bearing metasomatites and rhyolites of the Choghart magnetite-apatite deposit

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

جدول ۳. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی دگرنهادی‌های آلبیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (ppm)

Table 3. REE analytical results of albite-bearing metasomatites in the host Choghart magnetite-apatite deposit (ppm)

Rock sample	AG12	AG17	AG13	Ch9-2	AG22	AG5	AG6	AG7	AG-8-S
	1st generation albite-bearing metasomatites		2st generation albite-bearing metasomatites			3st generation albite-bearing metasomatites		Rhyolite	
Long.	**354081**	**355104**	**355178**	**355193**	**354606**	**355141**	**355173**	**355181**	**355168**
Lat.	**3508141**	**3508155**	**3508266**	**3508190**	**3508163**	**3508043**	**3508051**	**3508192**	**3508346**
Trace element									
K	8763	6932	773	170	100	68818	25324	8607	8127
U	0.8	0.1	7.1	6.7	9.3	222.2	22.1	2.4	2.1
Th	6.9	10.5	94.2	28.4	47.4	8580.2	1109	20.9	11.3
Ti	1885	698	6520	2411	2748	5379	1411	1005	2149
Zr	87	45	18	9	5	23	86	123	100
Nb	3.6	2	7	1	1	3.6	3.1	2.2	5.2
Ba	132	52	5	57	5	998	609	156	141
Pb	5	5	4	6	4	8	5	5	4
Sr	32.1	21	36	146.3	177.9	101.2	37.9	30.5	64.3
Rare earth element									
Ce	83	76	517	1809	2403	83	71	30	46
La	22	20	220	804	1051	30	17	8	18
Nd	63.3	54.2	354	1157	1548	86.1	65.1	15.6	26
Pr	14.03	10.73	85	293	387	18.21	13.38	3.48	6.38
Sm	15.08	13.88	66	205	278	21.55	17.21	3.35	5.14
Eu	2.13	1.83	7.22	21.98	28.8	3.3	2.52	0.55	0.84
Gd	14.22	16.38	65.19	203.7	267.49	21.27	17.75	3.46	4.74
Tb	2.05	2.9	8.17	23.37	30.77	2.85	2.58	0.62	0.68
Dy	14.51	17.26	56.95	156.94	207.53	19.8	18.79	4.23	4.68
Er	9.17	11.65	35.22	89.85	117.81	12.14	12.62	3.3	2.88
Tm	1.23	1.54	4.25	10.04	13.17	1.5	1.69	0.47	0.39
Yb	7.4	9.8	22.5	50.9	65.9	7.6	9.8	3.1	2.4
Hf	1.05	1.41	0.5	0.5	0.5	0.63	0.96	3.1	1.96
Lu	1.06	1.64	2.91	6.03	7.73	1.03	1.37	0.55	0.41
Y	87.8	91	327.9	895.3	1234.5	99.7	112.3	28.1	29.5
(La/Yb)n	2	1.38	6.59	10.65	10.75	2.66	1.17	1.74	5.06
(La/Sm)n	0.92	0.91	2.07	2.46	2.38	0.88	0.62	1.5	2.2
(Ce/Yb)n	2.9	2.01	5.94	9.19	9.43	2.82	1.87	2.5	4.96
(Ce/Sm)n	1.33	1.32	1.87	2.12	2.08	0.93	1	2.16	2.16
(Eu/Yb)n	0.82	0.53	0.91	1.23	1.24	1.23	0.73	0.5	1
(La/Gd)n	2.04	1.42	2.81	3.29	3.28	2.84	1.76	1.08	2.14
(Gd/Yb)n	2.06	4.90	2.33	3.22	3.27	0.88	3.16	1.41	0.46
(Ce/Ce*)	1.14	1.25	0.9	0.89	0.9	0.85	1.13	1.37	1.03
Eu/Eu*	0.44	0.37	0.33	0.33	0.32	0.47	0.44	0.49	0.52
∑REE+Y	338.03	330.22	1772.81	5726.61	7641.2	408.68	364.07	107.91	150

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004
زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴۰۱، دوره ۱۴، شماره ۱

طی فرایندهای گرمابی و دگرنهادی، این عناصر دچار تحرک مجدد شده تا به این حد از غنی‌شدگی برسند (Williams-Jones, 2015). در واقع، نسبت‌های بالاتر Th/U در این نمونه‌ها می‌تواند مربوط به وجود کانی‌های فرعی از قبیل مونازیت در سنگ اولیه باشد که در حین دگرنهادی مقاوم هستند و معمولاً متلاشی نمی‌شوند (Cuney et al., 2012).

آلبیت‌های نسل اول مقادیر پایین‌تری از لحاظ REE-Y-Ti نسبت به آلبیت‌های نسل دوم و سوم نشان داده و از لحاظ Th-U عقیم هستند. آلبیت‌های نسل دوم در مقادیر P و REE غنی‌شدگی بیشتری نسبت به آلبیت‌های نسل سوم نشان می‌دهند؛ در حالی که آلبیت‌های نسل سوم در مقادیر Ti، Pb و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند. کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th اغلب مربوط به دگرسانی سدیک- کلسیک است و به صورت آلبیت‌های نسل دوم و سوم دیده می‌شود. همراهی جدایی‌ناپذیر این کانی‌زایی با آلبیت‌های نسل دوم و سوم بیانگر منشأ زایشی آنهاست و از پراکندگی دگرسانی سدیک و کلسیک پیروی می‌کند (Zahedi and Hosseini, 2014). همچنین، تفکیک مشخصی بین عناصر کمیاب خاکی سبک و سنگین در دگرنهادی‌های آلبیت‌دار دیده می‌شود؛ به طوری‌که مقدار (La/Yb)n در دگرنهادی‌های آلبیت‌دار از ۱/۳۸ تا ۱۰/۷ و در سنگ‌های ریولیتی از ۱/۷ تا ۵/۰۵ متغیر است. نسبت (La/Sm)n از ۰/۶۲ تا ۱/۱۷ در آلبیت‌ها و بیشترین تفکیک در آلبیت‌های نسل دوم گزارش می‌شود. نسبت (La/Sm)n در سنگ میزبان ریولیتی از ۱/۵ تا ۲/۲ و نسبت (Gd/Yb)n در آلبیت‌ها از ۰/۸۸ تا ۴/۹۰ و در سنگ ریولیتی این مقدار از ۰/۴۶ تا ۱/۴۱ تغییر می‌کند. بنابراین، میزان تفکیک در عناصر کمیاب خاکی سنگین بیشتر از عناصر کمیاب خاکی سبک است و نشان‌دهنده غنی‌شدگی سیال کانسنگ‌ساز در عناصر کمیاب خاکی سبک است (Giritharan and Rajamani, 2001). بی‌هنجاری Eu از ۰/۳۳ تا ۰/۴۷ در دگرنهادی‌های آلبیت‌دار متغیر است و در سنگ میزبان ریولیتی به طور میانگین ۰/۴۹ تا ۰/۵۲ اندازه‌گیری شده است که مشابه یکدیگر هستند.

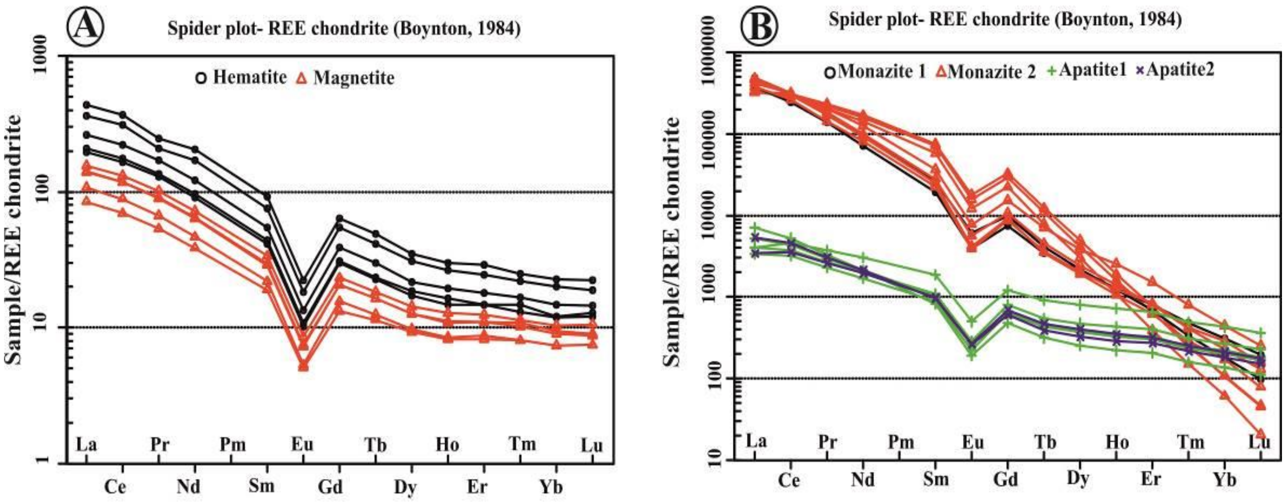
وجود این بی‌هنجاری منفی می‌تواند نشان‌دهنده منشأ سنگ‌های مورد بررسی از یک منبع محتوای پلاژیوکلاز نیز باشد (Andreoli et al., 1994). به نظر فریتش و پرادال (Frietsch and Perdahl, 1995)، تهی‌شدگی Eu می‌تواند در اثر تبلور فلدسپارها از ماگمای مادر در نزدیکی سطح زمین و یا در اثر اکسیده بودن محیط (به دلیل وجود مگنتیت و هماتیت) باشد.

زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی در کانسنگ

نتایج تجزیه زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی بر روی کانسنگ مگنتیت، هماتیت، آپاتیت و مونازیت به روش ICP-MS و LA-ICP در (جدول ۴، جدول ۵ و جدول ۶) آمده است. رسم نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی پس از بهنجارسازی نسبت به کندریت برای تمامی نمونه‌ها شیب منفی و یکنواختی همراه با بی‌هنجاری منفی Eu را نشان می‌دهد (شکل ۱۵-A و B). این روند کاهشی پی‌آمد غنی‌شدگی از LREE در برابر HREE و از ویژگی‌های شاخص آپاتیت‌ها در کانسارهای نوع کایروناست (Edfelt, 2007). متوسط عیار عناصر کمیاب خاکی (∑REE+Y) در نمونه‌های آپاتیت‌های نسل اول و دوم به ترتیب ۸۲۲۹ ppm و ۷۵۴۶ ppm، در مگنتیت و هماتیت به ترتیب ۲۱۰ ppm و ۴۸۰ ppm، در مونازیت‌های نسل اول ۴۴/۰۱ درصد و در مونازیت‌های نسل دوم ۴۸/۱ درصد اندازه‌گیری شده است. مؤلفه‌های (Gd/Yb)n در کانسنگ مگنتیت (۲/۳–۱/۸)، هماتیت (۵۳/۸–۲/۲) و آپاتیت (۳/۶–۲/۸) نشان می‌دهد، تفکیک میان عناصر HREE نسبت به LREE کمتر روی داده است که با الگوی نمودار عناصر کمیاب خاکی همخوانی دارد؛ در حالی که مؤلفه‌های (La/Yb)n برای کانسنگ مگنتیت (۱۵/۵۶–۱۱/۴)، هماتیت (۱۹/۱–۱۶/۷) و آپاتیت (۵۲/۵–۹/۴) نشان‌دهنده تفکیک بالایی میان عناصر HREE نسبت به LREE است. شاید تهی‌شدگی Eu در نمونه‌های مورد بررسی به تبلور فلدسپارها از ماگمای مادر وابسته باشد (Frietsch and Perdahl, 1995). نسبت Eu/Eu^* و Ce/Ce^* نیز برای ارزیابی مراحل اکسایش-

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

کاهش ماگما به کار برده می‌شود. کمبود فوگاسیته اکسیژن، نسبت Eu^{2+}/Eu^{3+} و Ce^{3+}/Ce^{4+} در مذاب را افزایش، غلظت Eu^{3+} را کاهش و غلظت Ce^{3+} را افزایش می‌دهد (Sha and Chappell, 1999). این پدیده، حضور Eu^{3+} نسبت به Ce^{3+} را کاهش می‌دهد، از این‌رو، بی‌هنجاری منفی Eu و بی‌هنجاری مثبت Ce را پدید می‌آورد. آپاتیت‌ها گرایش بیشتری به افزودن Eu^{3+} و Ce^{3+} (نسبت به Eu^{2+} و Ce^{4+}) به ساختار خود دارند؛ زیرا شعاع یونی Eu^{3+} و Ce^{3+} به شعاع یونی Ca^{2+} نزدیک‌تر است. جدا از فوگاسیته اکسیژن، Ce بیشتر به صورت Ce^{3+} وارد آپاتیت می‌شود (Sha and Chappell, 1999).



شکل ۱۵. الگوی بهنجار شده توزیع عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت در A: کانسنگ مگنتیت و هماتیت و B: مونازیت‌ها و آپاتیت‌ها، در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (داده‌های کندریت از بوینتون (Boynton, 1984))

Fig. 15. Chondrite-normalized REE distribution patterns in A: the magnetite and hematite ore, and B: the monazites and apatites, Choghart magnetite-apatite deposit (Chondorite REE values from Boynton (1984))

مونازیت

داده‌های زمین‌شیمی نشان می‌دهند که در کانی‌های مونازیت، نسبت Ce/La بین ۱/۶۵ تا ۲/۴۲ درصد وزنی متغیر است. مونازیت از لحاظ Ce، Ce/La و مقادیر Pr و Nd غنی‌شدگی دارد و در تمامی نمونه‌ها، LREE ها نسبت به HREE ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۵-B) و (جدول ۵). مونازیت‌ها اغلب دارای مقادیر قابل‌توجهی از دو عنصر U و Th در ترکیب خود هستند (Harlov et al., 2002). مونازیت‌های با منشأ گرمابی و آذرین به وسیله محتوای ThO_2 قابل تشخیص هستند (Schandl and Gortan, 2004). به طور معمول، محتوای این اکسید برای مونازیت گرمابی کمتر از ۱ درصد وزنی و برای مونازیت با منشأ آذرین و دگرگونی بین ۳ تا بیش از ۵ درصد وزنی متغیر است (Schandl and Gortan, 2004). با توجه به اینکه در مونازیت‌های کانسار چغارت، مقادیر اورانیوم ناچیز و مقادیر Th بین ۰/۱ تا ۰/۹ درصد وزنی در نوسان است، منشأ گرمابی این کانی‌ها محتمل‌تر است. همچنین، میانگین Si در مونازیت‌ها ۰/۲۵ درصد و در آپاتیت‌ها ۶/۹ درصد است. در کانی‌های مونازیت، مقادیر ∑REE بین ۳۸ تا ۵۰ درصد (میانگین ۴۶ درصد) متغیراست. تأثیر سیالات گرمابی بر کانی آپاتیت، طبق واکنش‌هایی که در رابطه ۱ و رابطه ۲ آمده است، باعث می‌شود تا عناصر Na

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

و Si به طور ترجیحی از ساختار بلوری خارج و وارد سیال شوند. خروج این عناصر از شبکه بلوری، سبب آزادسازی عناصر کمیاب خاکی شده و باعث ایجاد هسته‌زایی می‌شود. هسته‌زایی هنگامی به وقوع می‌پیوندد که میزان آزادسازی بیشتر و تجمع عناصر کمیاب خاکی به حد مورد نیاز برسد (Harlov and Forster, 2003; Harlov, 2015):

رابطه ۱:

$[Ca_{5-2x}, Na_x, (Y+REE)x]P_3O_{12}F + x\ [2\ Ca^{2+} + P^{5+}]$ (from the fluid) = $Ca_5P_3O_{12}F + x\ (Y+REE)\ PO_4 + x$ [Na+] (in to the fluid)

رابطه ۲:

$[Ca_{5-y}, (Y+REE)_y][P3-y, Siy]O_{12}F + y\ [Ca^{2+} + 2P^{5+}]$ (from the fluid) = $Ca_5P_3O_{12}F + y\ (Y+REE)\ PO_4 + y$ $[Si^{4+}]$ (in to the fluid)

توانایی آپاتیت برای هسته‌زایی کانی مونازیت تحت‌تأثیر چهار عامل زیر است:

۱) میزان عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت،

۲) ترکیب کلی آپاتیت،

۳) دما و فشار در حین واکنش‌های سیال با کانی و

۴) ترکیب سیال دگرسان‌کننده (Harlov and Forster, 2003).

هر یک از این عوامل، تعیین‌کننده چگونگی جانشینی، تولید هسته‌های اولیه و یا تهی‌شدگی و غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی درون آپاتیت‌هاست. شرط مهم و اساسی برای تشکیل هسته‌ها، تبادلات جرمی بین سیال و کانی (به عنوان مثال ورود کلر، گوگرد، سدیم و سیلیسیم به درون سیال) و آزادسازی عناصر کمیاب خاکی بدون جابه‌جایی آنهاست. مطابق با آزمایش‌های انجام‌شده توسط هارلو و فورستر (Harlov and Forster, 2003)، دما عامل تعیین‌کننده موقعیت مکانی تشکیل هسته‌های مونازیت یا زنوتیم است. تحت شرایط دمای بالا، هسته‌ها درون بلور آپاتیت و تحت شرایط دمای پایین، آنها در سطح کانی رشد می‌کنند. دامنه دما و فشار برای چنین پدیده‌هایی به ترتیب ۳۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ مگاپاسکال است؛ هر چند در محیط‌های زمین‌شناسی در شرایط دما و فشاری خارج از این محدوده نیز مشاهده شده است.

پتروگرافی و ریزدماسنجی

برای تعیین منشأ سیالات کانسنگ‌ساز، پس از شناسایی انواع مختلف میان‌بارهای سیال، (شکل ۱۶-A)، میان‌بارهای سیال اولیه در آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با پهنه‌های کانی‌زایی مگنتیت مورد بررسی قرار گرفتند. این میان‌بارها بر اساس تقسیم‌بندی یرماکوف (Yermacov, 1965) از نوع اولیه انتخاب شدند که از نظر شکل اغلب به صورت گرد تا بی‌شکل و گاه به صورت میله‌ای با آثاری از نازک‌شدگی دیده می‌شوند. اندازه بیشتر آنها از ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون متغیر است. میان‌بارهای بررسی شده، از سه گروه تک فازی، دو فازی و سه فازی هستند که بر اساس نوع و درصد فازهای موجود، می‌توان آنها را به ۶ گروه به شرح زیر تفکیک کرد (شکل ۱۶):

گروه A: سه فازی (LVH) هالیت±کانی کدر (شکل ۱۶-B تا E).

گروه B: دو فازی مایع- بخار (L+V) (Liquid rich) (شکل ۱۶-E و F).

گروه C: دو فازی بخار- مایع (V+L) (Vapor rich) (شکل ۱۶-G و H).

گروه D: دو فازی مایع- جامد غنی از مایع (L+S) (Liquid rich) (شکل ۱۶-F).

گروه E: تک فازی مایع (L) (شکل ۱۶-D تا F).

گروه F: تک فازی بخار (V) (شکل ۱۶-G تا I).

از نظر فراوانی، گروه‌های B، C و E فراوان‌ترین میان‌بارها در آپاتیت‌های مورد بررسی هستند و در این پژوهش، میان‌بارهای سیال گروه‌های A تا C مورد بررسی‌های ریزدماسنجی قرار گرفتند (جدول ۷).

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

جدول ٤. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های مگنتیت و هماتیت کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (ppm)

Table 4. REE analytical results of the magnetite and hematite samples in the Choghart magnetite-apatite deposit (ppm)

Sample	HS1	HS2	HS3	HS4	HS5	HS6	HS7	HS8	HS9	HS10
			Hematite					Magnetite		
Long.	**354952**	**354575**	**354631**	**354765**	**354736**	**354955**	**355064**	**354997**	**354953**	**354960**
Lat.	**3508620**	**3508604**	**3508545**	**3508582**	**3508441**	**3508244**	**3508312**	**3508115**	**3508388**	**3508361**
La	61.2	81.2	135	64.4	113	26.2	33.3	48.4	43.8	43.4
Ce	134	180	300	143	252	56	71.5	106	95	94.6
Pr	15.7	20.8	30	16.5	25.3	6.54	8.14	12.4	11	10.9
Nd	54.2	72.5	123	57.8	102	23.1	28	43.3	38.5	37.9
Sm	8.02	10.7	18	8.63	14.8	3.7	4.26	6.55	5.7	5.6
Eu	0.7	0.9	1.64	0.79	1.35	0.37	0.39	0.63	0.5	0.5
Gd	7.7	10.1	16.5	8.02	14.2	3.42	4.04	6.04	5.3	5.3
Tb	1.08	1.42	2.31	1.11	1.95	0.54	0.59	0.87	0.78	0.7
Dy	5.5	6.98	11.2	6.02	9.9	2.97	3.14	4.61	4.09	4.07
Ho	1.06	1.4	2.16	1.17	1.9	0.59	0.61	0.92	0.8	0.78
Er	3.1	3.79	6.12	3.11	5.14	1.72	1.84	2.61	2.32	2.31
Tm	0.42	0.54	0.8	0.48	0.71	0.26	0.26	0.37	0.35	0.33
Yb	2.47	3.06	4.76	2.52	4.18	1.54	1.54	2.16	1.98	1.88
Lu	0.39	0.47	0.72	0.41	0.61	0.24	0.24	0.34	0.29	0.28
Y	26.6	33.4	58.1	29	51	17.6	18.5	26.7	24.5	23.5
(La/Yb)n	16.7	17.89	19.12	17.23	18.2	11.47	14.58	15.11	14.92	15.56
(La/Sm)n	4.8	4.77	4.72	4.69	4.8	4.46	4.92	4.65	4.81	4.87
(Ce/Yb)n	14.0	15.22	16.30	14.67	15.5	9.40	12.01	12.70	12.41	13.01
(Ce/Sm)n	4.0	4.06	4.02	4.00	4.11	3.65	4.05	3.91	4.00	4.07
(Eu/Yb)n	0.8	0.92	0.98	0.89	0.92	0.68	0.72	0.83	0.79	0.8
(La/Gd)n	6.6	6.72	6.84	6.71	6.65	6.40	6.89	6.70	6.84	6.77
(Gd/Yb)n	2.5	2.66	2.80	2.57	2.74	1.79	2.12	2.26	2.18	2.3
(Ce/Ce*)	1.0	1.05	1.13	1.06	1.13	1.03	1.05	1.04	1.04	1.0
Eu/Eu*	0.2	0.29	0.29	0.29	0.28	0.32	0.29	0.3	0.3	0.3
∑REE+Y	322.2	427.3	710.3	342.9	598	144.7	176.3	261.9	235.0	232.2

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004
زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴۰۱، دوره ۱۴، شماره ۱

جدول ۵. داده‌های تجزیه نقطه‌ای به روش LA-ICP-MS آپاتیت‌های نسل اول و دوم در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (ppm)

Table 5. LA-ICP-MS point analytical data of the first and second generation of apatites in the Choghart magnetite-apatite deposit (ppm)

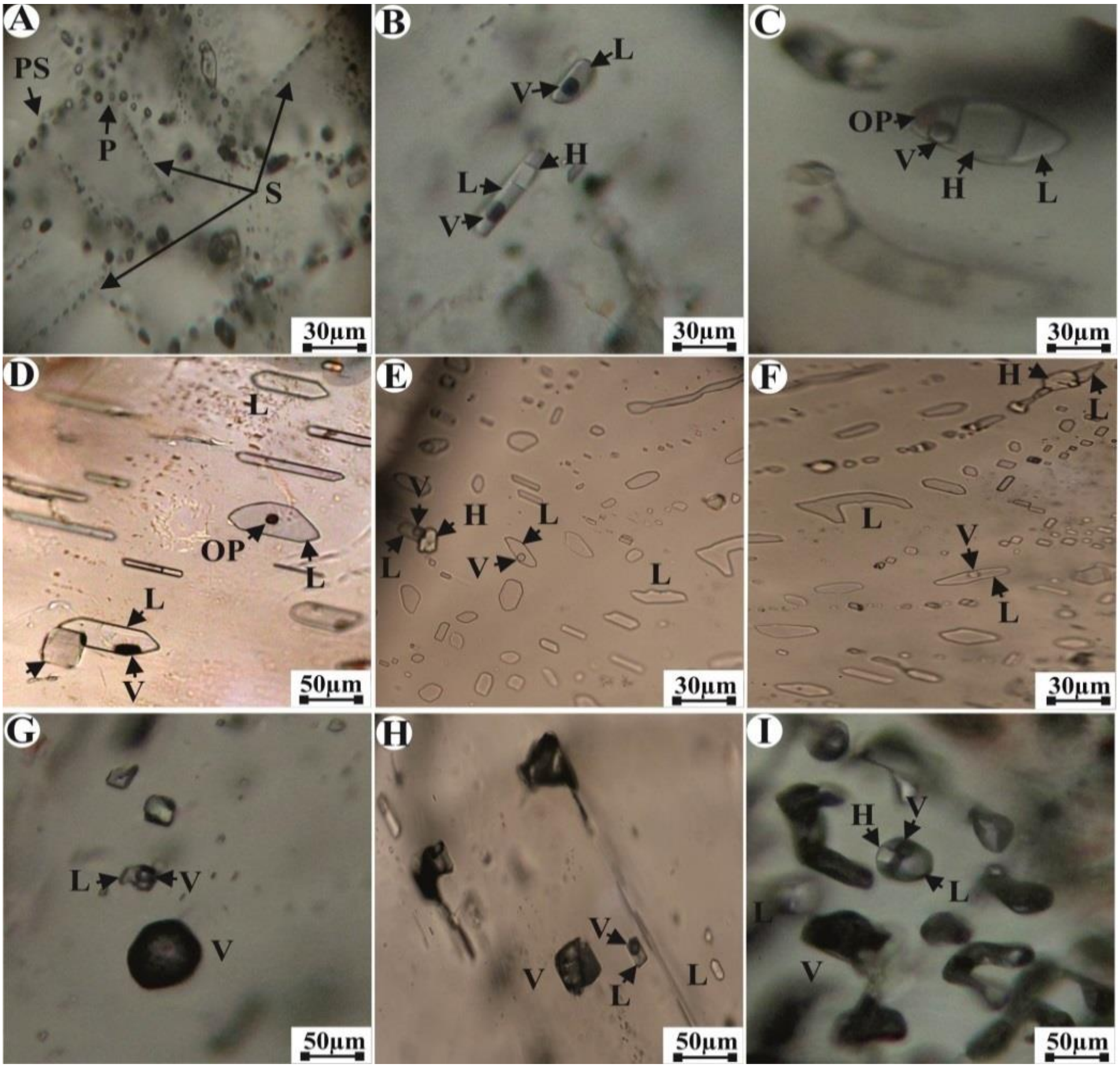
Sample	**First generation apatite**					**Second generation apatite**	
Rock sample	**FS1**	**FS2**	**FS3**	**FS4**	**FS5**	**FS6**	**FS7**
Long.	**354857**	**354829**	**354790**	**354773**	**354707**	**355012**	**354722**
Lat.	**3508425**	**3508421**	**3508324**	**3508303**	**3508444**	**3508302**	**3508399**
Trace element							
Sr	335.09	626.7	104.18	189.95	278.63	187.93	245.49
Mn	200.03	400.21	200.08	200.67	100.65	300.24	300.31
Th	13.29	10.53	44.64	16.47	27.49	54.64	21.64
U	1.01	2.21	2.7	2.63	2.26	2.91	1.64
Rare earth element							
La	1033.4	1245.0	2183.3	1597.2	1234.3	1657.7	1056.2
Ce	2577.6	3669.3	4255.5	3557.1	2994.1	3656.0	2863.1
Pr	278.5	456.9	399.31	359.2	325.5	371.5	316.9
Nd	1003.2	1823.9	1258.2	1273.6	1212.9	1284.0	1163.1
Sm	170.6	359.6	159.86	198.9	211.3	186.2	191.5
Eu	16.12	36.51	13.89	19.52	21.04	19.18	19.4
Gd	163.3	309.6	125.0	174.2	207.33	154.9	177.2
Tb	20.55	42.79	14.84	21.91	26.01	18.36	22.18
Dy	117.9	255.3	81.73	124.2	151.7	104.36	128.5
Ho	23.34	52.04	15.71	24.47	30.68	20.52	24.9
Er	63.48	137.3	42.60	68.41	83.93	56.71	66.41
Tm	7.55	15.87	5.08	8.03	10.12	6.91	8.07
Yb	41.2	88.99	28.05	45.83	54.86	38.06	43.9
Lu	5.40	11.55	3.59	5.80	7.30	4.86	5.6
Y	718.6	1584.7	485.16	761.5	932.32	643.0	782.5
(La/Yb)n	16.91	9.43	52.48	23.50	15.17	29.3	16.22
(La/Sm)n	3.81	2.18	8.59	5.05	3.67	5.60	3.47
(Cen/Yb)n	16.18	10.67	39.24	20.08	14.12	24.84	16.87
(Ce/Sm)n	3.65	2.46	6.42	4.31	3.42	4.74	3.61
(Eu/Yb)n	1.11	1.17	1.41	1.21	1.09	1.43	1.26
(La/Gd)n	5.29	3.36	14.59	7.66	4.97	8.94	4.98
(Gd/Yb)n	3.20	2.81	3.60	3.07	3.05	3.28	3.26
(Ce/Ce*)	1.16	1.17	1.10	1.13	1.14	1.12	1.19
Eu/Eu*	0.30	0.33	0.30	0.32	0.31	0.35	0.32
∑REE+Y	6241.1	10089.6	9072.0	8240.1	7503.6	8222.5	6869.9

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

جدول ۶. داده‌های تجزیه نقطه‌ای به روش LA-ICP-MS در مونازیت‌های نسل اول و دوم همراه با آپاتیت‌های نسل اول و دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (ppm)

Table 6. LA-ICP-MS point analytical data of the first and second generation monazites, which are associated with the first and second generation apatites in the Choghart magnetite-apatite deposit (ppm)

Sample	first generation monazite		second generation monazites						
Trace element									
Sr	97.64	172.9	36.99	32.9	73.45	162.4	162.1	70.47	61.45
Mn	nd	100.7	100.3	100.4	nd	200.6	nd	nd	nd
Th	958.3	652.8	1107.0	1276.8	9826.9	1640.3	6237.0	1321.9	1169.3
U	100.6	48.51	197.49	284.58	134.29	60.11	158.66	60.77	36.45
Rare earth elemente									
La	151412	118558	100483	104435	101573	117823	128922	144123	150395
Ce	253616	195924	236400	248178	245855	213139	253592	246051	257842
Pr	21600.1	16832.6	24945	28337	26944.5	17214	24835.8	20982.6	22305
Nd	58227	42760	85477	101737	95498	48280	75868	55726	59280
Sm	5170.9	3782.7	11228.3	14634.1	13866.1	4337.8	7171.4	4832.7	5433.2
Eu	446.9	288.5	890.44	1311.75	1159.0	283.4	568.6	306.8	412.2
Gd	2574.5	1947.6	5806.4	8498.3	7623.8	2235.7	3983.0	2358.2	2769.8
Tb	195.2	163.7	374.0	587.5	522.55	170.97	333.39	165.14	216.0
Dy	703.1	660.73	975.85	1603.6	1338.8	653.0	1234.7	617.8	785.4
Ho	88.52	90.11	78.20	136.84	115.52	89.47	182.94	76.36	100.79
Er	144.96	167.33	81.51	160.32	136.72	176.02	318.98	129.14	166.8
Tm	10.94	15.54	4.83	8.33	7.85	13.76	25.97	9.35	13.3
Yb	37.39	64.36	12.67	22.19	22.79	59.96	93.05	35.53	47.88
Lu	3.14	6.22	0.66	1.44	1.49	5.01	8.11	2.51	4.14
Y	2385.3	2499.7	1716.7	3136	2641.2	2453.3	4625.4	2090.2	2730.2
(La/Yb)n	2730.1	1241.9	5347.1	3173.1	3004.9	1324.8	934.1	2734.7	2117.7
(La/Sm)n	18.42	19.72	5.63	4.49	4.61	17.09	11.31	18.76	17.41
(Ce/Yb)n	1754.5	787.4	4826.3	2893	2790.5	919.47	704.94	1791.2	1392.9
(Ce/Sm)n	11.84	12.50	5.08	4.09	4.28	11.86	8.53	12.29	11.45
(Eu/Yb)n	33.99	12.75	199.85	168.10	144.62	13.44	17.38	24.56	24.48
(La/Gd)n	49.14	50.86	14.46	10.27	11.13	44.03	27.04	51.06	45.36
(Gd/Yb)n	55.56	24.42	369.83	309.05	269.95	30.09	34.54	53.56	46.68
(Ce/Ce*)	1.07	1.06	1.14	1.10	1.13	1.14	1.08	1.08	1.07
Eu/Eu*	0.37	0.33	0.34	0.36	0.34	0.28	0.33	0.28	0.32
∑REE+Y	496618	383763	468475	512789	497306	406934	501765	477508	502502



شکل ١٦. میان‌بارهای سیال در آپاتیت‌های نسل اول کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت. A: میان‌بارهای سیال اولیه (P)، ثانویه (S) و ثانویه کاذب (PS)، B، C، D و E: میان‌بارهای سه فازی (LVH)، دو فازی مایع و بخار (LV) و تک فازی مایع (L)، F: میان‌بارهای سیال تک فازی مایع (L) و دو فازی مایع و بخار (LV) و مایع و فاز جامد (LH)، G و H: میان‌بارهای سیال تک فازی بخار در همراهی با سیال‌های دو فازی (LV) و تک فازی مایع (L) و I: میان‌بارهای سیال تک فازی بخار در همراهی با میان‌بارهای سه فازی (LVH). (L: مایع، S: جامد،V: گاز، OP: کدر)

Fig. 16. Fluid inclusions of the first generation apatites in the Choghart magnetite-apatite deposit. A: primary (P), secondary (S) and pseudo-secondary (PS) fluid inclusions, B, C, D and E: triple-phase (LVH), double-phase liquid inclusions (LV) and mono-phase liquid inclusions (L), F: mono-phase (L) and double-phase liquid inclusions (LV) and liquid and solid phase (LH), G and H: mono-phase vapor inclusions in association with double-phase (LV) and mono-phase liquid (L) inclusions, and I: mono-phase vapor inclusions in association with triple-phase inclusions (LVH). (L: Liquid, S: Solid, V: Vapor, OP: opaque)

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

جدول ۷. داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با پهنه‌های کانی‌زایی کانسنگ مگنتیت در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

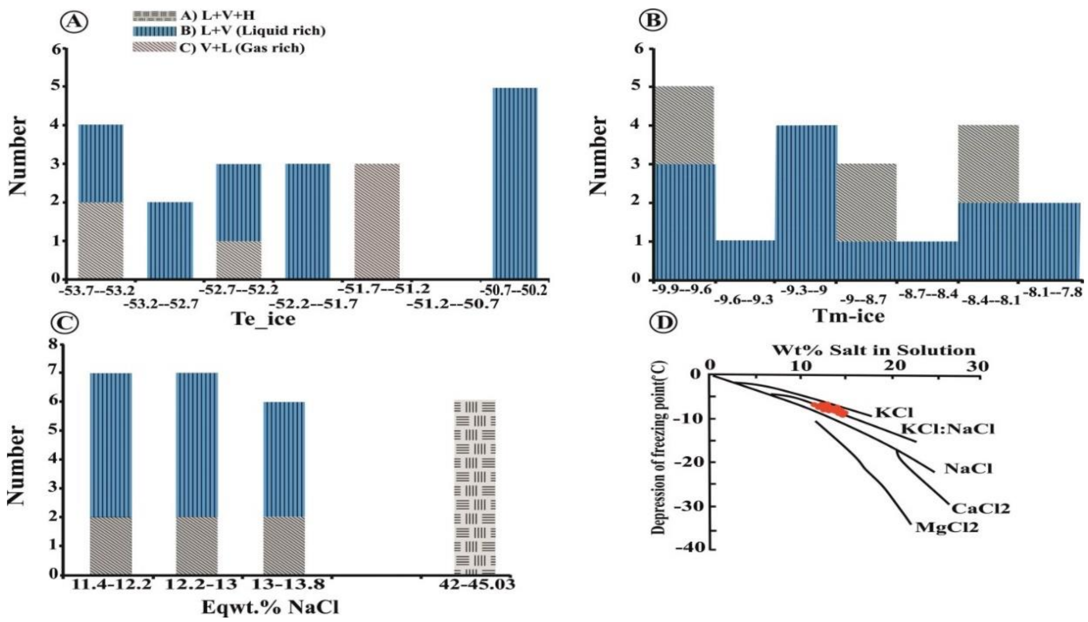
Table 7. Microthermometric data of fluid inclusions of first generation apatites associated with magnetite ore mineralization zones in the Choghart magnetite-apatite deposit

Sample code	Type	Phase	Fill	Size (μm)	Shape	Tm-ice	Te-ice	Tm clatrit	Ts-hal	Th-Eq aq	Wt% salinity	Density
FS1	L+V	V	0.78	10	oval	-8.7	-51.5			259	12.51	0.89
FS1	L+V	V	0.85	15	oval	-8	-51			250	11.70	0.90
FS1	L+V	L	0.65	12	oval	-7.9	-51.7			248	11.58	0.90
FS1	L+V	L	0.86	11	oval	-8.3	-50.4			239	12.05	0.91
FS1	L+V	L	0.79	10	oval	-8.7	-50.6			239	12.51	0.92
FS1	L+V+O	L	0.98	22	oval	-8.2	-51.4			241	11.93	0.91
FS1	L+V+H	L	0.94	20	oval			+11.5	422	357	42.95	1.01
FS1	L+V+O	L	0.92	25	oval	-8	-51.3			238	11.70	0.91
FS1	L+V+O	V	0.93	27	oval	-8.6	-53.7			229	12.39	0.93
FS1	L+V+O	V	0.85	20	oval	-7.8	-53.4			230	11.46	0.92
FS1	L+V+H	L	0.72	18	oval				418	370	44.23	1.03
FS1	L+V	L	0.81	15	oval	-9	-51.9			299	12.58	0.85
FS1	L+V	L	0.69	10	oval	-8.5	-53			300	12.28	0.84
FS1	L+V	L	0.67	14	oval	-9.2	-53.2			304	13.07	0.84
FS1	L+V	L	0.73	20	amorphous	-9.8	-52.4			315	13.72	0.83
FS1	L+V	V	0.94	13	oval	-9.4	-51.4			308	13.29	0.84
FS1	L+V+H	L	0.64	19	oval				420	378	45.03	1.04
FS1	L+V	L	0.73	15	oval	-9	-50.2			286	12.85	0.86
FS1	L+V	V	0.85	18	oval	-9.7	-52.6			310	13.62	0.84
FS1	L+V	L	0.61	12	amorphous	-9.9	-50.3			328	13.83	0.82
FS1	L+V+H	L	0.89	15	oval				418	355	42.67	1.01
FS1	L+V	L	0.84	10	oval	-9.2	-50.4			339	13.07	0.79
FS1	L+V	L	0.73	15	oval	-9.6	-51.5			315	13.51	0.83
FS1	L+V	L	0.79	16	oval	-9.4	-52.3			318	13.29	0.83
FS1	L+V+H	L	0.91	18	oval				430	353	42.55	1.00
FS1	L+V+H	L	0.88	11	oval				422	377	44.93	1.03

تحلیل داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال

بررسی‌های سرمایشی

در این پژوهش، دمای میانبارها تا انجماد کامل فازها به حالت جامد کاهش‌داده شـد و سـپس با گرم‌کردن، تغییرات در مرحله ذوب مجدد ثبت شد. دمای یوتکتیک (T_e) مربوط به دمایی است که نخستین قطره مایع پدید می‌آید و مقدار آن به میزان کاتیون‌های حل‌شده در سیال وابسته است. نقطه یوتکتیک برای سیستم خالص متشـکل از $NaCl+H_2O$ معـادل T_e<-۲۰/۸ °C اسـت (Williams-Jones et al., 1992) با توجه به اینکه میانگین T_e در تمامی میانبارهای مورد بررسـی، پایین‌تر از ۵۳/۷- درجه سـانتی‌گراد اسـت، بنابراین حضـور نمک‌های دیگری، علاوه بر NaCl در سیال کانه‌زا مشخص اسـت (شکل ۱۷-A). با افزایش دما، آخرین بلورهای یخ ناپدید می‌شوند. در میانبارهای این گروه (دو فازی غنی از مایع، دو فازی غنی از گاز و دو فازی غنی از مایع همراه با کانی‌های کدر) دامنه تغییرات ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) از ۹/۹- تا ۷/۸- درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند (شکل ۱۷-B). در این مرحله، کلاتریتی در میانبارهای (L+V) تشکیل نشد و بنابراین میزان CO_2 کمتر از ۲/۷ درصد وزنی تخمین‌زده می‌شود (Fan et al., 2000). همچنین، بر اساس آخرین دمای ثبت‌شده برای ذوب یخ (T_m)، میزان شـوری و نوع نمک حل‌شـده در یک سـیال را می‌توان تعیین کرد (Shepherd et al., 1985). دماهای اندازه‌گیری شـده، به ترتیب با بیشـترین میزان شـوری (معادل ۱۳/۸ درصـد وزنی نمک طعام) و کمترین میزان شـوری (معادل ۱۱/۴ درصـد وزنی نمک طعام) همخوانی دارند (شـکل ۱۷-C). اغلب میانبارهای سـیال گروه‌های B و C دارای شـوری بین ۱۱ تا ۱۴ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند و تنها تعداد بسیار محدودی از میانبارها (گروه A) دارای شوری ۴۲ تا بیش از ۴۵ درصد وزنی معادل نمک طعام هسـتند. اندازه‌گیری دمای یوتکتیک (T_e) نیز نشان می‌دهد که علاوه بر NaCl، نمک‌های دیگری مانند KCl به طور عمده در سیال کانه‌زا حضور دارد (شکل ۱۷-D).



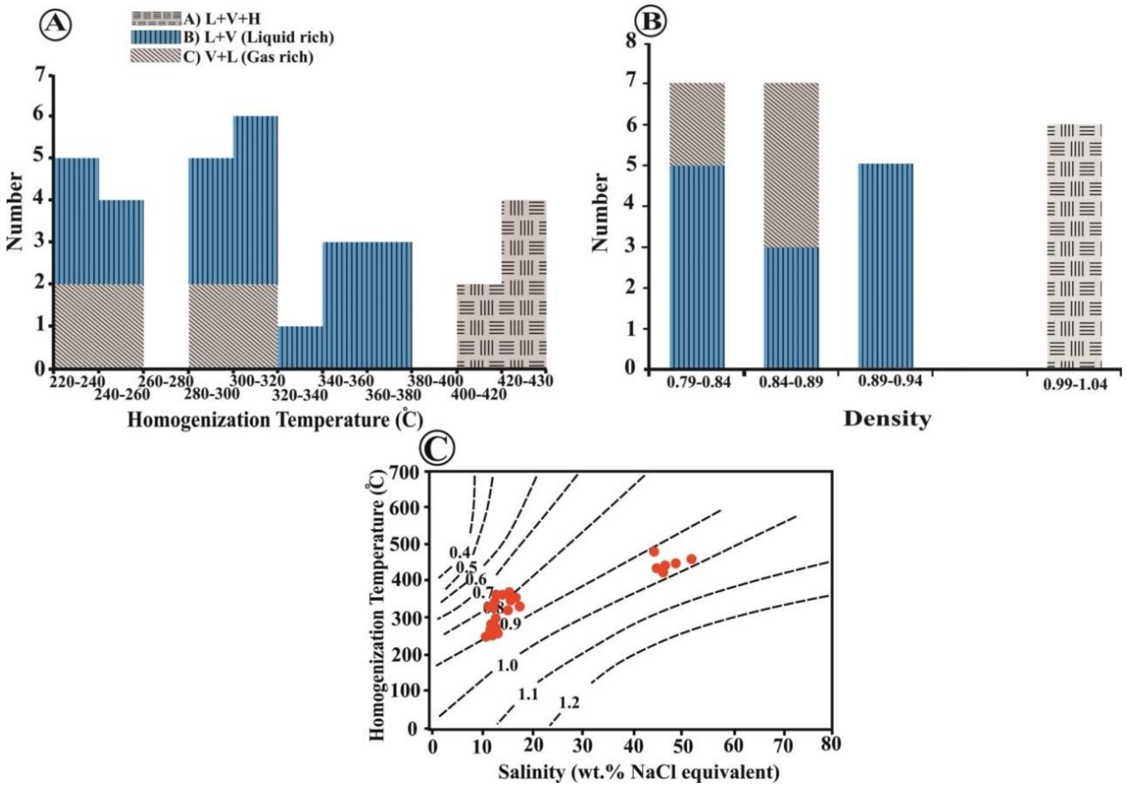
شـکل ۱۷. A: نمودار اولین دمای ذوب قطعه یخ، B: نمودار دمای ذوب آخرین قطعه یخ، C: نمودار میزان شـوری سـیال کانه‌سـاز و D: رابطه بین نقطه ذوب یخ با مقدار و نوع نمک حل‌شده در سیال، کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (Shepherd et al., 1985)

Fig. 17. Histogram of melting temperature for A: the first ice melting, B: the last ice melting, C: Histogram of salinity values of the mineralizing fluid, and D: The relationship between the ice melting points the salt types and content in the mineralizing fluid, Choghart magnetite-apatite deposit (Shepherd et al., 1985)

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

بررسی‌های گرمایشی

در نمونه‌های بررسی شده، همگن‌شدن میان‌بارهای سیال دو فازی غنی از مایع با تبدیل بخار به مایع و در نمونه‌های حاوی بخار بالا با تبدیل مایع به بخار صورت‌گرفته است. وجود میان‌بارهای تک فازی گازی و از طرفی همگن‌شدن فاز بخار به فاز مایع و نیز حضور میان‌بارهای غنی از بخار شواهدی از پدیده حباب‌زایی (فرایند جوشش) در سامانه کانی‌زایی کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت در هنگام به دام افتادن میان‌بارها را به نمایش می‌گذارند. هیستوگرام دمای همگن‌شدگی (T_h)، گروه‌های دمایی مختلفی از ۲۲۰ تا ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بیشترین فراوانی T_h مربوط به گستره دمایی ۲۲۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد است (میان‌بارهای دو فازی غنی از مایع، میان‌بارهای دو فازی غنی از گاز گروه C–B) (شکل ۱۸–A). استفاده از نمودار میزان شوری سیال در مقابل دما- همگن‌شدگی، مقدار چگالی gr/cm^3 ۰/۷ تا ۰/۹ را برای میان‌بارهای با شوری متوسط (۱۱/۴ تا ۱۳/۸ درصد وزنی معادل NaCl) و چگالی ۱ gr/cm^3 تا ۱/۰۴ را برای میان‌بارهای با شوری بالا (۴۲ تا ۴۵/۰۳ درصد وزنی معادل NaCl) به دست می‌دهد (شکل ۱۸–B و C). این موضوع نشان‌دهنده نقش دو نوع سیال ماگمایی با دما و شوری بالا و گرمابی با دما و شوری متوسط در تشکیل یا تکامل کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت است.



شکل ۱۸. نمودار A: دمای همگن‌شدن، B: فراوانی چگالی در میان‌بارهای سیال مورد بررسی و C: نمودار شماتیک دمای همگن‌شدن- شوری برای تعیین چگالی، کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (Wilkinson, 2001)

Fig. 18. Histogram of A: homogenization temperatures, B: density frequency of the studied fluid inclusions, and C: schematic diagram of homogenization temperature-salinity for density determination, Choghart magnetite-apatite deposit (Wilkinson, 2001)

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

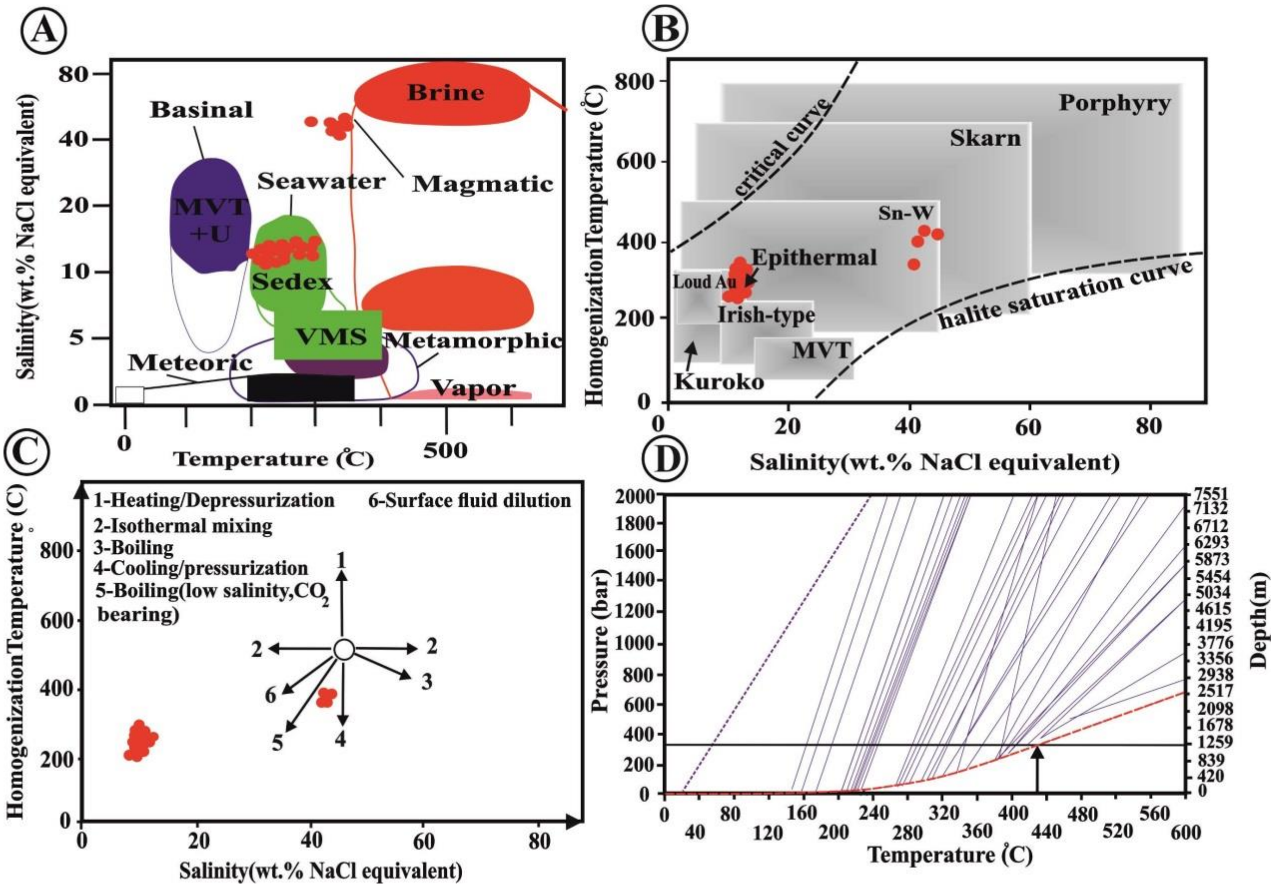
تعیین عمق و نوع محیط تشکیل کانسار

برای تعیین عمق و فشار ایستایی تحمیل شده بر میان‌بارهای سیال، از نرم‌افزار مدلینگ استفاده شد. با توجه به منحنی خط‌چین فشار-عمق، بیشترین دمای همگن‌شدگی با بیشترین عمق (۱۲۵۰ متر معادل ۳۲۰ بار فشار) و کمترین دمای همگن‌شدگی با کمترین عمق (۱۰۰ متر و معادل ۳۰ بار فشار) مشخص می‌شود. بنابراین، تشکیل کانسار آهن- آپاتیت چغارت در عمق ۱۰۰ تا ۱۲۵۰ متری عمق زمین پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۹-D). با استفاده از نمودار دوتایی میزان شوری و درجه همگن‌شدگی کسلر و همکاران (Kesler et al., 2007)، می‌توان منشأ سیال کانسارساز را پیش‌بینی کرد. با توجه به اینکه اغلب میان‌بارهای سیال در محدوده سیالات سازنده کانسارهای رسوبی- بروندمی[9] قرار می‌گیرد (تعداد محدودی نیز در محدوده تعریف‌نشده بین سیالات ماگمایی و گرمابی قرار دارند) (شکل ۱۹-A)؛ لذا باید نقش این دو سیال را در کانی‌زایی آپاتیت در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت در نظر داشت. گستره تغییرات میزان شوری میان‌بارهای سیال نیز احتمال اختلاط این سیالات با یکدیگر را نشان می‌دهد. در اختلاط این سیالات، درجه شوری و دمای میان‌بارهای سیال کاهش می‌یابد (کمتر از ۲۰wt.%NaCl) که خود عاملی در ته‌نشست فسفات است. باید در نظر داشت که حضور اغلب میان‌بارها در محدوده سیالات سازنده کانسارهای نوع Sedex، فرضیه نقش با اهمیت سیال گرمابی را در تشکیل کانی‌زایی فسفات محتمل‌تر می‌کند. برای مشخص‌شدن منشأ سیالاتی که در کانی‌زایی آپاتیت نقش داشته‌اند و اینکه کانسار چغارت در کدام نوع از کانسارهای دنیا رده‌بندی می‌شود، نمودار شوری میان‌بارهای سیال در مقابل دمای همگن‌شدن آنها ترسیم شد. این نمودار با استفاده از داده‌های رودر (Roedder, 1984) و توسط ویلکینسون (Wilkinson, 2001) ارائه‌شده است. چنان‌که در شکل ۱۹-B مشخص‌شده است و همچنین ویژگی‌های عمقی یادشده (عمق ۱۰۰ تا ۱۲۵۰ متری) (شکل ۱۹-D) و روندهای معمول میان‌بارهای سیال در میدان شوری- دما که ناشی از فرایندهای مختلف به خصوص فرایند اختلاط سیالات ماگمایی و گرمابی دما متوسط و جوشش در تحول سیال هستند (شکل ۱۹-C)، بیانگر شکل‌گیری آپاتیت‌های کانسار چغارت تحت‌تأثیر فرایندهای گرمابی دما بالا تا دما متوسط است.

زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار و ناپایدار

در این پژوهش، برای شناسایی خاستگاه و سرشت سیال کانه‌ساز، ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار Nd-Sm در آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و ایزوتوپ‌های پایدار O-C در کلسیت‌های هم‌یافت با آلبیت‌های نسل دوم و سوم در پهنه‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت اندازه‌گیری شده است (جدول ۸ و جدول ۹). برای شناخت منشأ سیال کانه‌زای مرتبط با آپاتیت‌های چغارت، از نمودار $\delta^{18}O$ در مقابل δD استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌های آپاتیت کانسار چغارت در محدوده آب‌های جوی و سیالات تبخیری جای می‌گیرند (شکل ۲۰-A و B). همچنین، با پیاده کردن مقادیر استرانسیوم در مقابل منگنز بر روی نمودار هوگارت (Horgarth, 1989)، آپاتیت‌های چغارت در محدوده فسفریت‌های رسوبی قرار می‌گیرند (شکل ۲۱-A). از سوی دیگر، بررسی‌های ایزوتوپی O-H انجام‌شده توسط مر و مدبری (Moore and Modabberi, 2003) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2021)، بر روی مگنتیت‌های این کانسار و وجود بافت برون‌رستی[10] ایلمنیت در کانی مگنتیت، منشأ ماگمایی آن را نشان می‌دهد. برای تعیین دقیق‌تر منشأ آپاتیت‌ها، از بررسی‌های ایزوتوپی Nd-Sm بر روی آپاتیت‌های نسل اول کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت استفاده شد. پراکندگی مقادیر $^{143}Nd/^{144}Nd$ نسبت به $^{147}Sm/^{144}Nd$ نشان می‌دهد که نمونه‌های آپاتیت از نظر ترکیب ایزوتوپی با آنالیزهای ایزوتوپی انجام‌شده بر روی سنگ میزبان ریولیتی و کانسنگ آهن- آپاتیت بسیار متفاوت است (شکل ۲۱-B). با در نظرگرفتن سن یکسان برای نمونه‌ها، پراکندگی موجود تنها می‌تواند ناشی از نسبت ایزوتوپی اولیه Nd متفاوت برای سنگ‌های یادشده در اثر ناهمجنسی و عدم ارتباط زایشی آنها باشد.

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004



شکل ۱۹. A: نمودار شماتیک دمای همگن‌شدن- شوری ضمن فرایندهای مختلف تکامل سیالات درگیر (Wilkinson, 2001)، B: موقعیت داده‌های سیال کانه‌زا در نمودار میزان شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی (Yermacov, 1965)، C: موقعیت داده‌های میان‌بار سیال کانسار چغارت بر روی نمودار شوری در مقابل درجه حرارت (نمودار اقتباس‌شده از ویلکینسون (Wilkinson, 2001)) و D: نمودار تعیین میزان فشار و عمق تشکیل کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت با استفاده از دمای همگن‌شدن

Fig. 19. A: location of fluid inclusion data on the homogeneity temperature-salinity diagram during evolution of the involved fluids (Wilkinson, 2001), B: location of the ore-forming fluid data on the diagram of salinity versus homogenization temperature (Yermacov, 1965), C: location of fluid inclusion data on the diagram of salinity versus homogenization temperature of the fluid inclusions from the Choghart deposit. The diagram adopted from Wilkinson, (2001), and D: diagram of pressure and depth versus homogenization temperature in determining the environment of the Choghart magnetite-apatite deposit formation.

محاسبه مقدار εNd نشان می‌دهد که ریولیت‌های میزبان کانسار چغارت دارای مقدار εNd مثبت؛ ولی کانسنگ مگنتیت- آپاتیت و بلورهای آپاتیت‌های خالص دارای εNd منفی است و نسبت εNd به میزان P_2O_5 نشان می‌دهد که هیچ ارتباط زایشی مشخصی از نظر خاستگاه آپاتیت و مگنتیت- آپاتیت با سنگ‌های ریولیتی یا توده‌های نفوذی میزبان وجود ندارد (شکل ۲۱-C). برعکس، تشابه نزدیک میزان εNd در کانسنگ آپاتیت کانسار چغارت با فسفریت موجود در سازند سلطانیه می‌تواند بیانگر این باشد که آپاتیت‌های کانسار چغارت بر اثرشسته شدن فسفریت‌های هم‌عصر و یا قدیمی‌تر خود توسط فرایندهای گرمابی (اختلاط

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

سیالات ماگمایی و گرمابی دما بالا تا دما متوسط) نشأت‌گرفته است و افزایش دمای سیالات گرمابی حاصل از توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق منطقه و مذاب مگنتیتی، سبب افزایش مقادیر εNd در آپاتیت‌ها شده است.

همچنین، بررسی‌های سن‌سنجی به روش $^{238}U/^{206}Pb$ و $^{207}Pb/^{206}Pb$ نیز بازه سنی ۴۹۰ تا ۵۶۱ میلیون سال را برای آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت نسل اول و ۵۱۱ تا ۵۴۳ میلیون سال را برای مونازیت‌های نسل اول و ۵۰۳ تا ۵۲۸ میلیون سال برای مونازیت‌های نسل دوم نشان می‌دهد. برای تعداد معدودی از مونازیت‌های نسل دوم بازه ۱۱۲ تا ۱۵۳ میلیون سال به دست آمد (متوسط سن برای آپاتیت‌های نسل اول و مونازیت‌های نسل اول و دوم مرتبط با آپاتیت‌های نسل اول ۵۱۵/۶±۸/۴ میلیون سال است) (شکل ۲۲) و (جدول ۱۰). بنابر نظر دلیران و همکاران (Daliran et al., 2010) و نیبی و همکاران (Nayebi et al., 2021) برای سن‌های جوان‌تر دو نظریه وجود دارد: ۱- سن جوان‌تر ممکن است ناشی از جدایش و بازنشانی جزئی U-Pb از سامانه، تحت‌تأثیر دگرسانی تأخیری، سیالات گرمابی و سیالات پساکانسنگی ناشی از دو رویداد مرتبط با ماگماتیسم کششی سینیتی اوایل دوره سیلورین در ۴۲۰ تا ۴۴۰ میلیون سال و ماگماتیسم برخوردی گرانیتی- تونالیتی اواخر تریاس در ۲۱۰ تا ۲۲۰ میلیون سال پیش باشد، ۲- کانسنگ آپاتیتی طی رویداد مجزا شکل گرفته و تحت‌تأثیر سیالات گرمابی ناشی از توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق فلسیک و حدواسط منطقه مورد بررسی، در مقادیر عناصر کمیاب خاکی غنی شده باشد.

جدول ۸. نتایج ایزوتوپ‌های پایدار O-H و O-C بر روی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با مگنتیت‌های نسل اول و کلسیت‌های هم‌یافت با آلبیت‌های نسل دوم و سوم مرتبط با پهنه‌های دگرنهادی‌های میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (ppm)

Table 8. Results of stable O-H and O-C isotopes on the first generation apatites associated with first generation magnetites and paragenetic calcites with second and third generation albites associated with metasomatites zone of the host Choghart magnetite-apatite deposit (ppm)

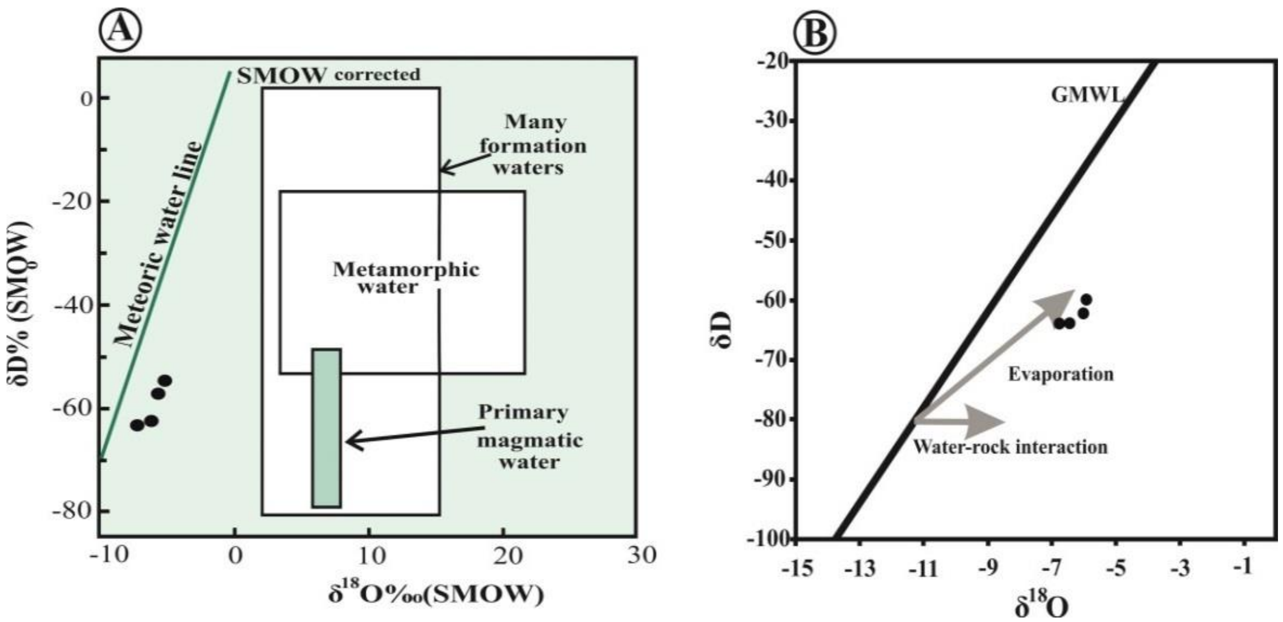
Sample_ name	Rock type	Long.	Lat.	H_2O (ppm)	dD	$d^{18}O$	Delta ^{13}C (‰)vpdb
FS-1	apatite	354857	354829	247	-58.1	-7	-
FS-2	apatite	3508425	3508421	216	-58	-7.1	-
FS-3	apatite	354857	354829	351	-61.7	-6.5	-
FS-4	apatite	3508425	3508421	351	-61.7	-6.5	-
C-46	calcite	3507252	354844	-	-	-19.76	-4.11
C-47	calcite	3508176	355153	-	-	-19.72	-4.02
C-48	calcite	3508338	355181	-	-	-19.61	-3.98
C-49	calcite	3508128	355197	-	-	-19.72	-3.96
C-50	calcite	3508191	355136	-	-	-19.58	-4.08
C-51	calcite	3508291	355206	-	-	-19.61	-3.93

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

جدول ۹. نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های Sm و Nd بر روی کانسنگ مگنتیت- آپاتیت، بلورهای آپاتیت نسل اول و سنگ میزبان ریولیتی کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت و فسفریت‌های سازند سلطانیه (ppm)

Table 9. Results of Sm and Nd isotopes analysis on the magnetite-apatite ore, first generation apatite crystals and rhyolitic host rocks of the Choghart magnetite-apatite deposit and phosphorites of the Soltanieh Formation (ppm)

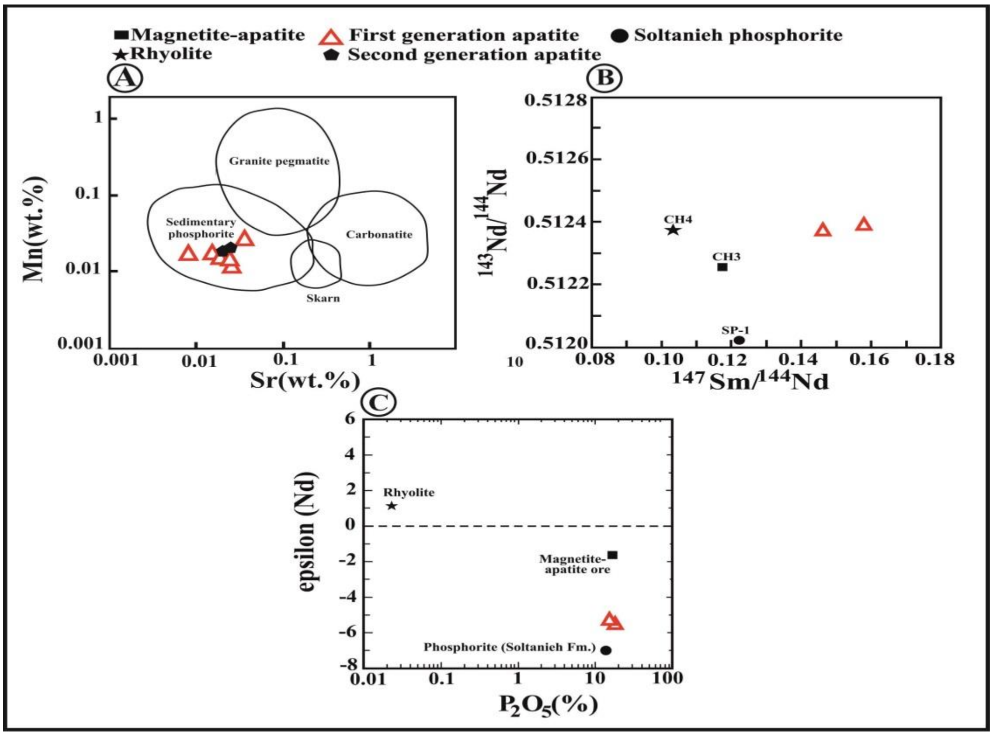
Sample no.	Deposit	Rock type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2 sigma	εNd(t)	Reference
Fs1	Choghart	Apatite1	389.2	2951.5	0.143254	0.512169	6	-5.53	
Fs2	Choghart	Apatite1	401.1	3032.3	0.163731	0.512221	4	-6.08	
CH4	Choghart	Rhyolite	6.986	40.64	0.10391	0.512380	3	1.18	(Torab, 2008)
CH3	Choghart	Magnetite-apatite	174.4	892.2	0.11814	0.512258	3	-2.14	(Torab, 2008)
SP-1	Soltanieh Fm.	Phosphorite	71.06	352.7	0.12187	0.512024	11	-6.90	(Felitsyn and Gubanov, 2002)



شکل ۲۰. A و B: نمودار تغییرات $\delta^{18}O$ در مقابل δD در کانسنگ آپاتیت نسل اول، کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (Huang et al., 2016)

Fig. 20. A and B: Diagram of $\delta^{18}O$ versus δD variation in the first generation apatite ore, Choghart magnetite-apatite deposit (Huang et al., 2016)

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004



شکل ۲۱. A: تعیین خاستگاه آپاتیت‌های نسل اول و دوم در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت، با استفاده از آنالیز Mn و Sr (نمودار مرجع از هوگارت (Horgarth, 1989)، B: نمودار تغییرات $^{143}Nd/^{144}Nd$ نسبت به $^{147}Sm/^{144}Nd$ و C: نمودار تغییرات εNd نسبت به محتوای P_2O_5 کانسنگ مگنتیت- آپاتیت، بلورهای آپاتیت نسل اول و سنگ میزبان ریولیتی در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت و فسفریت‌های سازند سلطانیه

Fig. 21. A: determining the origin of first and second generation apatites in the Choghart magnetite-apatite deposit, using Mn and Sr analysis (reference chart of Horgarth, 1989), B: Diagram of $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{147}Sm/^{144}Nd$ variation, and C: diagram of εNd relative to P_2O_5 content variation of the magnetite-apatite ore, first generation apatite crystals and rhyolitic host rocks in the Choghart magnetite-apatite deposit and phosphorus of the Soltanieh Formation

ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن- کربن

برای تعیین منشأ سیال کانه‌زا REE-Y-Ti-Th در سنگ‌های دگرنهادی آلبیت‌دار، کلسیت‌های هم‌یافت با آلبیت‌های نسل دوم و سوم در پهنه‌های دگرنهادی میزبان کانسار، مورد آنالیز ایزوتوپی O-C قرار گرفت. مقادیر $\delta^{13}C$ از ۳/۹۳- تا ۴/۲۳- و مقادیر $\delta^{18}O$ از ۱۹/۷۶- تا ۱۹/۶۱- در کلسیت هم‌یافت با این آلبیت‌ها تغییر می‌کند (جدول ۸). این مقادیر در سنگ‌های کربناته و دولومیت‌های زین‌اسبی (دولومیت‌های مربوط به محیط تدفینی) مربوط به اواخر نئوپروتروزئیک- کامبرین زیرین که تحت‌تأثیر دمای بالا قرار گرفته‌اند، نسبت به سنگ‌های کربناته که در دمای پایین تشکیل شده‌اند، سبک‌تر است (Ronchi et al., 2012). درجه تهی‌شدگی در سنگ‌های کربناتی به درجه حرارت، مقدار فرارزایی و مقدار سیال بستگی دارد. تهی‌شدگی در مقادیر $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ از کربنات‌های غیردگرسان تا کربنات‌های گرمابی به عوامل گوناگونی نظیر جدایش ترجیحی ^{18}O و ^{13}C طی واکنش دیاژنز، کربن‌زایی، آمیختگی اکسیژن و کربن با منبع خارجی غنی از ایزوتوپ‌های سبک طی فرایند تراوش سیال در یک سامانه باز نسبت‌داده شده است (Prokoph et al., 2008). تغییرات مقادیر $\delta^{13}C$ در مقابل $\delta^{18}O$ در نمودار آلن و ویگینز (Allen and Wiggins, 1993) نشان‌داده شده است (شکل ۲۳). بر این اساس

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

نمودار کلسیت‌های هم‌یافت با آلبیت‌های نسل دوم و سوم در پهنه‌های دگرنهادی، در شرایط دمایی متوسط تا بالا تشکیل‌شده است. بنابراین، سیال‌های گرمابی دما بالا تا دما متوسط نقشی اساسی در کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th ایفا کرده‌اند.

جدول ۱۰. نتایج سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی مونازیت‌های نسل اول و دوم مرتبط با آپاتیت‌های نسل اول کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

Table 10. U-Pb age assay results on the first and second generation monazites associated with first generation apatites of the Choghart magnetite-apatite deposit

^{207}cor $^{206}Pb/^{238}U$	±1 ster	$^{238}U/^{206}Pb$	±1std err	$^{206}Pb/^{238}U$	±1 RSE%	$^{208}Pb/^{232}Th$	±1 RSE%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1 RSE%	$^{207}Pb/^{206}Pb$
first generation apatite										
561	81	8.69	1.14	0.1151	13.1	0.0743	11.3	0.2325	19.5	0.2325
490	15	12.33	0.38	0.0811	3.1	0.0436	1.5	0.0786	5.3	0.0786
497	17	11.96	0.40	0.0836	3.3	0.0501	2.9	0.0906	7.0	0.0906
505	22	11.72	0.51	0.0853	4.3	0.0460	2.7	0.0938	8.0	0.0938
523	13	11.69	0.30	0.0856	2.5	0.0472	1.6	0.0685	6.6	0.0685
531	25	11.21	0.52	0.0892	4.6	0.0522	2.8	0.0887	10.9	0.0887
first generation monazite										
511	16	12.13	0.39	0.0824	3.2	0.0247	1.5	0.0566	6.9	0.0566
512	18	11.89	42	0.0841	3.5	0.0246	1.7	0.0716	7.7	0.0716
513	15	12.09	0.36	0.0827	3.0	0.0262	1.7	0.0571	6.4	0.0571
518	20	11.94	0.45	0.0838	3.8	0.0154	1.8	0.0589	8.3	0.0589
526	24	11.62	0.52	0.0861	4.5	0.0273	2.8	0.0677	9.7	0.0677
529	23	11.41	0.49	0.0876	4.3	0.0269	2.7	0.0782	11.2	0.0782
533	33	11.35	0.71	0.0881	6.3	0.0269	2.5	0.0747	10.4	0.0747
540	19	11.56	0.42	0.0865	3.6	0.0274	1.9	0.0510	7.2	0.0510
543	23	11.32	0.49	0.0883	4.3	0.0254	1.8	0.0631	8.0	0.0631
second generation monazite										
112	5	57.11	2.73	0.0175	4.8	0.0055	4.3	0.0493	17.1	0.0493
146	4	43.87	1.18	0.0228	2.7	0.0084	3.6	0.0477	9.4	0.0477
153	5	41.68	1.47	0.0240	3.5	0.0068	1.6	0.0483	9.0	0.0483
428	14	14.29	0.47	0.0700	3.3	0.0218	2.1	0.0715	6.5	0.0715
503	27	11.56	0.62	0.0865	5.3	0.0214	3.2	0.1073	11.9	0.1073
510	39	12.18	0.91	0.0821	7.5	0.0216	3.4	0.0549	28.6	0.0549

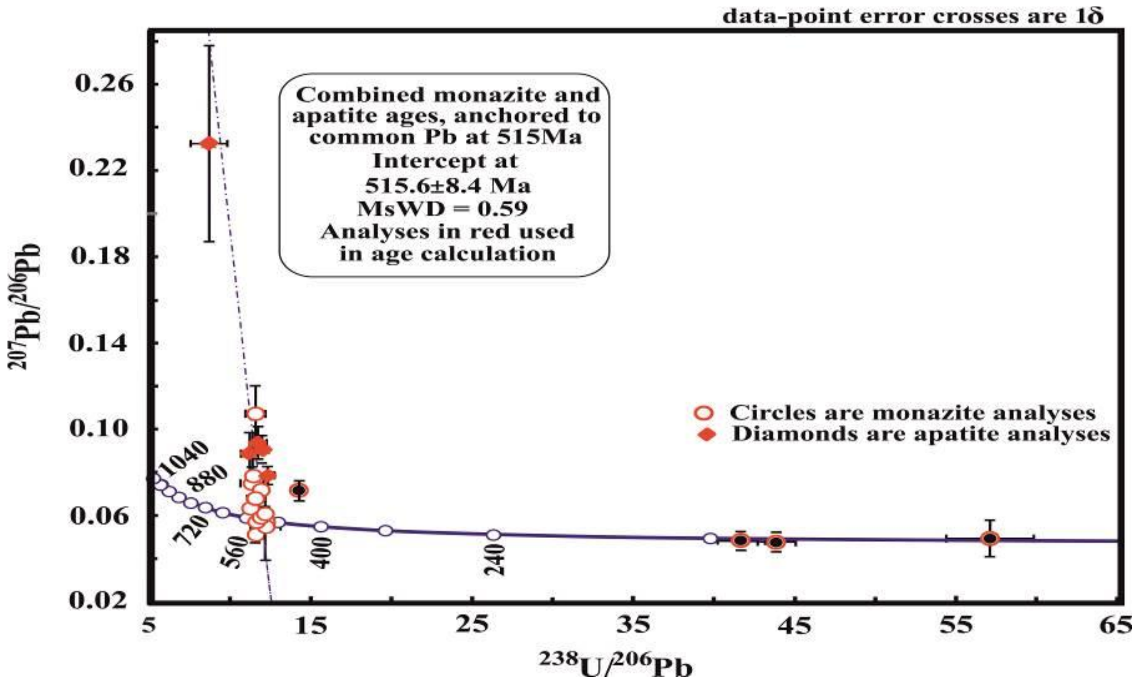
DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

ادامه جدول ۱۰. نتایج سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی مونازیت‌های نسل اول و دوم مرتبط با آپاتیت‌های نسل اول کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

Table 10 (Continued). U-Pb age assay results on the first and second generation monazites associated with first generation apatites of the Choghart magnetite-apatite deposit

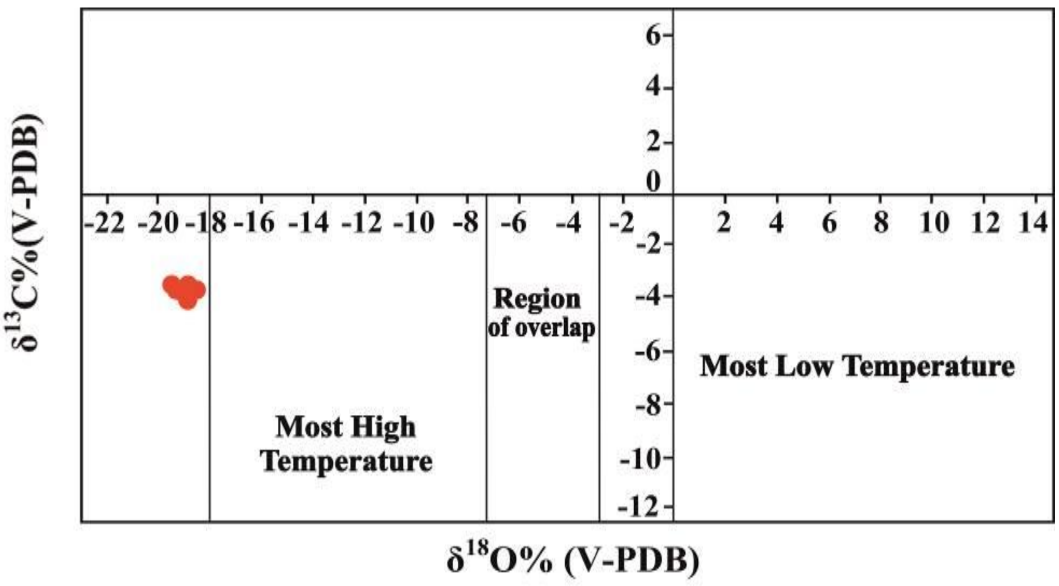
±1 std err	$^{208}Pb/^{232}Th$	±1 ster	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1 ster	U 238	Th 232	Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
first generation apatite										
0.0455	1448	163	3069	312	1	13	0.01	0	0	0
0.0042	862	13	1163	105	3	45	00.003	0	0	1
0.0063	988	28	1439	133	13	16	0.006	0	0	0
0.0075	908	25	1504	151	2	27	0.01	0	0	1
0.0045	931	15	882	137	3	55	0.006	0	0	1
0.0096	1028	29	1398	208	2	22	0.01	0	0	1
first generation monazite										
0.0039	494	8	475	152	122	5030	0.17	10	1	115
0.0055	492	8	975	157	94	3888	0.16	7	1	86
0.0036	522	9	495	140	110	2695	0.13	9	0	68
0.0049	309	6	564	180	64	2582	0.13	6	0	44
0.0066	545	16	860	202	60	1640	0.23	5	0	41
0.0088	537	14	1151	222	61	1322	0.17	5	0	33
0.0078	536	13	1062	210	36	1169	0.15	3	0	29
0.0037	546	10	241	166	69	4530	0.14	6	0	114
0.0051	508	9	712	171	84	2856	0.16	7	0	69
second generation monazite										
0.0085	111	5	164	401	197	1107	0.27	4	0	7
0.0045	169	6	85	224	285	1277	0.13	6	0	10
0.0044	137	2	112	213	134	9827	0.13	3	0	71
0.0046	436	9	972	132	101	958	0.15	7	0	22
0.0128	428	14	1754	217	49	653	0.28	4	0	14
0.0157	433	15	408	641	17	6889	0.43	1	0	113

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004



شکل ۲۲. نمودار کنکردیا برای آپاتیت‌ها و مونازیت‌های سن‌سنجی شده به روش U-Pb در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

Fig. 22. Concordia plot for U-Pb ages from apatites and monazites in the Choghart magnetite-apatite deposit



شکل ۲۳. نمودار تغییرات مقادیر $\delta^{18}O$ در مقابل $\delta^{13}C$ کلسیت‌های هم‌یافت با آلبیت‌های نسل دوم و سوم در پهنه‌های دگرنهادی‌های میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت (Allen and Wiggins, 1993)

Fig. 23. Diagram of $\delta^{18}O$ versus $\delta^{13}C$ variation of paragenetic calcites with second and third generation albites in the metasomatites zone of the host Choghart magnetite-apatite deposit (Allen and Wiggins, 1993)

نتیجه‌گیری

بررسی‌های ماکروسکوپی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی انجام‌شده بر روی کانسنگ مگنتیت،آپاتیت و دگرنهادی‌های آلبیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت بیانگر منشأ متفاوت کانی‌زایی و در حقیقت هم‌یافت‌های کانی‌شناسی متفاوت (حضور سه نسل آلبیت، دو نسل مگنتیت، دو نسل آپاتیت و دو نسل مونازیت) در پاسخ به کاهش فشار و دما و تغییرات احتمالی در شیمی سیالات و عناصر مبادله‌شده بین سیال و سنگ در پهنه‌های مختلف کانسار چغارت است. بررسی زمین‌شیمی آلبیت‌های مرتبط با پهنه‌های دگرنهادی نشان می‌دهد، آلبیت‌های نسل دوم و سوم در مقادیر REE-Y-Ti-Th غنی هستند؛ در حالی که آلبیت‌های نسل اول از نظر کانی‌زایی U-Th عقیم و مقادیر REE-Y-Ti آن ناچیز است. شباهت الگوی عناصر کمیاب خاکی و عناصر جزئی ناسازگار و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در ریولیت‌ها، ریوداسیت‌ها، دگرنهادی‌های سبز آلبیت‌دار، کانسنگ مگنتیت، هماتیت و آپاتیت بیانگر منشأ مشترک آنهاست. این غنی‌شدگی با نسبت قلیایی‌بودن محیط نسبت مستقیم دارد و می‌تواند بیانگر منشأ کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق میزبان کانسار باشد. از طرفی بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن- کربن بر روی کلسیت‌های هم‌یافت با آلبیت‌ها، فرایند آلبیت‌زایی و کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th تحت‌تأثیر سیالات ماگمایی و گرمابی دما بالا نشان می‌دهد. همچنین بررسی‌های ایزوتوپی اکسیژن- هیدروژن انجام‌شده توسط مر و مدبری (Moore and Modabberi, 2003) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2021) بر روی کانسنگ مگنتیتی و وجود اکسلوشن‌های کانی ایلمنیت در مگنتیت این کانسار، منشأ ماگمایی مگنتیت را نشان می‌دهد (Craig and Vaughan, 1994).

بررسی‌های ریزدماسنجی بر روی میان‌بارهای سیال کانی‌های آپاتیت، منشأ سیالات ماگمایی و گرمابی با دو محدوده چگالی و شوری متفاوت و عمق به دام‌افتادگی سیال در ۱۰۰ تا ۱۲۵۰ متری عمق زمین و فرایند اختلاط سیالات ماگمایی وگرمابی دما بالا تا دما متوسط را برای آپاتیت‌های کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت نشان می‌دهد؛ در حالی‌که بررسی‌های ایزوتوپ O-H بر روی میان‌بارهای سیال اولیه در بلورهای آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و همچنین با ترسیم مقادیر استرانسیوم در مقابل منگنز بر روی نمودار هوگارت (Horgarth, 1989)، آپاتیت‌های نسل اول و دوم چغارت در ردیف فسفریت‌های رسوبی قرار می‌دهد. در این خصوص بررسی مقادیر $^{143}Nd/^{144}Nd$ نسبت به $^{147}Sm/^{144}Nd$ بر روی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنیت، نشان‌داد که نمونه‌های آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت از نظر ترکیب ایزوتوپی با سنگ میزبان ریولیتی و کانسنگ آهن- آپاتیت بسیار متفاوت است. این مسئله ناشی از نسبت‌های متفاوت ایزوتوپی Nd اولیه برای سنگ‌های یادشده در اثر نبود ارتباط زایشی آنهاست. مقادیر مثبت εNd برای سنگ میزبان ریولیتی و مقادیر منفی εNd برای کانسنگ مگنتیت- آپاتیت چغارت و بلورهای خالص آپاتیت نسل اول و نسبت εNd به میزان P_2O_5 نشان‌دهنده نبود ارتباط زایشی مشخص از نظر خاستگاه عناصر کانسارساز با سنگ‌های ریولیتی و ریوداسیتی میزبان است. شباهت میزان εNd در کانسنگ آپاتیت چغارت با فسفریت موجود در سازند سلطانیه بیانگر این است که این آپاتیت‌ها، از شسته‌شدن فسفریت‌های رسوبی قدیمی یا هم‌عصر توسط سیالات ماگمایی و گرمابی ناشی از توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق و جای‌گیری آن به صورت رگه‌ها و توده‌های کوچک در کانسنگ مگنتیت شکل گرفته است و تحت‌تأثیر سیالات ماگمایی و گرمابی ناشی از توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق فلسیک و حدواسط منطقه و یا مذاب مگنتیتی در مقادیر εNd و REEs دچار غنی‌شدگی شده‌اند.

بررسی‌های سن‌سنجی به روش $^{238}U/^{206}Pb$ و $^{207}Pb/^{206}Pb$ بازه سنی ۴۹۰ تا ۵۶۱ میلیون سال برای آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و برای عمده مونازیت‌های نسل اول ۵۱۱ تا ۵۴۳ میلیون سال و برای مونازیت‌های نسل دوم ۵۰۳ تا ۵۲۸ میلیون سال

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

و برای تعداد معدودی از مونازیت‌های نسل دوم بازه ۱۱۲ تا ۱۵۳ میلیون سال به دست آمد. تفاوت سنی کانسنگ آپاتیتی و انکلوزیون‌های مونازیت می‌تواند نه تنها ناشی از دگرسانی تأخیری سیالات گرمابی حاصل از توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق فلسیک و حدواسط منطقه مورد بررسی و جدایش U-Pb از سامانه، بلکه غنی‌شدگی کانسنگ آپاتیت در مقادیر عناصر کمیاب خاکی و تشکیل انکلوزیون‌های مونازیت در امتداد شکستگی‌ها و ادخال‌هایی منفرد در سطح کانی آپاتیت، در بازه زمانی مختلف تحت‌تأثیر سیالات ماگمایی و گرمابی باشد. بنابراین فعالیت سیالات ماگمایی و گرمابی و تغییر ماهیت این سیالات در مراحل مختلف دگرسانی و کانی‌زایی، نقش اساسی در منشأ چندزادی کانسارهای آهن گستره معدنی بافق دارد. به طور خلاصه، فرایندهای مختلف ماگمایی و گرمابی دما بالا سبب کانه‌زایی در آلبیت‌های موجود در متاسوماتیت‌های سبز آلبیت‌دار، به عنوان سنگ میزبان کانسار و همچنین مگنتیت و آپاتیت کانسنگ چغارت شده است. در واقع، آپاتیت‌های کانسنگ در اثر شسته‌شدن فسفریت‌های رسوبی توسط سیالات ماگمایی- گرمابی دما بالای ناشی از توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق میزبان کانسار و یا مذاب مگنتیتی و نهشته‌شدن دوباره آنها به صورت رگه‌ها و توده‌های کوچک در کانسنگ شکل گرفته‌اند. شواهد ارائه‌شده در این پژوهش بیانگر نقش منشأ چندزادی کانه‌زایی در کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت است. نتایج این پژوهش در درک متالوژنی و مدل‌های اکتشافی کانسارهای آهن- فسفات گستره معدنی بافق کاربرد دارد.

قدردانی

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از مدیریت و کارکنان شرکت سنگ آهن مرکزی ایران که در انجام این پژوهش ما را یاری نموده‌اند، تشکر و قدردانی نمایند.

1. Scaning Electron Microscope
2. X-Ray Diffraction
3. Iran Mineral Processing Research Center
4. Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry
5. Metasomatite
6. Triangular
7. Alteration
8. Alkalinity
9. Sedex Deposits
10. Exsolution texture

DOI: 10.22067/ECONG.2021.67972.1004

References

Allen, J.R. and Wiggins, W.D., 1993. Dolomite reservoir: geochemical techniques for evaluation, origin and distribution. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 129 pp.

Andreoli, M.A.G., Smith, C.B., Watkeys, M., Moore, J.M., Ashwal, L.D. and Hart, R.J., 1994. The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa: Implications for REE-Th-Cu mineralization in charnockitegranuliteterranes. Economic Geology, 89(5): 994–1016. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.994

Asran, M., Ezzat, M. and Rahman, A., 2012. The Pan-African calck-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: geology, geochemistry and petrogenesis. Journal of Biology and Earth Sciences, 2(1): 1–16. Retrieved July 11, 2019 from https://www.researchgate.net/publication/268407031_The_Pan-African_calc-alkaline_granitoids_and_the_associated_mafic_microgranular_enclaves_MME_around_Wadi_Abu_Zawal_area_North_Eastern_Desert_Egypt_geology_geochemistry_and_petrogenesis

Atherton, M.P. and Ghani, A.A., 2002. Slab Breakoff: a model for Caledonian, late granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. Lithos, 62(3–4): 65–85. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00111-1

Bell, A.S. and Simon, A., 2011. Experimental evidence for the alteration of the Fe3+/ΣFe of silicate melt caused by the degassing of chlorine-bearing aqueous volatiles. Geology, 39(5): 499–502. https://doi.org/10.1130/G31828.1

Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: insights from paragenesis and geochemistry. Chemical Geology, 281(3–4): 253–269. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.013

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry, (Developments in Geochemistry2). Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Craig, J.R. and Vaughan, D.J., 1994. Ore microscopy and ore petrography. John Wiley& Sons Inc, Hoboken, 424 pp.

Cuney, M., Emetz, A., Mercadier, J., Mykchaylov, V., Shunko, V. and Yuslenko, A., 2012. Uranium deposits associated with Na-metasomatism from Central Ukraine: a review of some of the major deposits and genetic constraints. Ore Geology Reviews, 44(4): 82–106. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.013

Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P., 2007. Multi stage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and “apatitites” of the Bafq district, Central-East Iran. Proceedings of the 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Irish Association for Economic Geology, Dublin, Ireland.

Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P., 2010. Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, East-Central Iran. In: L. Corriveau and H. Mumin (Editors), Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geologists Association, Canada, pp. 143–155. Retrieved May 06, 2018 from https://www.researchgate.net/publication/292809554_Early_Cambrian_iron_oxide-apatite-REE_U_deposits_of_the_Bafq_District_east-central_Iran

Dehghan, A.H., 2011. Geologycal prospecting plan of the Choghart deposite, scale 1:4200. Central Iron Ore Company. (in Persian)

Edfelt, A., 2007. The tjarrojakka apatite-iron and Cu(-Au) deposits, Northern Sweden, division of ore geology and applied geophysics. Ph.D. Thesis, Lulea University of Technology, Lulea, Sweden, 230 pp.

Fan, H.R., Groves, D.I., Mikucki, E.J. and McNaughton, N.J., 2000. Contrasting fluid types at the Nevoria gold deposit in the Southern cross greenstone belt, Western Australia: Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron-formation. Economic Geology, 95(7): 1527–1536. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.7.1527

Felitsyn, S.B. and Gubanov, A.P., 2002. Nd isotope composition of early Cambrian discrete basins. Geological Magazine, 139(2): 159–169.

https://doi.org/10.1017/S0016756801006252
Forster, H., Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in central Iran-a highly mineralized Infracambrian volcanic field. Economic Geology, 89(8): 1697–1721. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1697
Forster, H.J. and Borumandi, H., 1971, Neoprecambrian magnetite lava and magnetite tuffs from the Central Iran. Naturwissenschaften, 58(10): 524–524. https://doi.org/10.1007/BF00623323
Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna-type iron ores and some other iron ore type. Ore Geology Reviews, 9(6): 489-510. https://doi.org/10.1016/0169-1368(94)00015-G
Gaetani, G.A., 2004. The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147(5): 511–527. https://doi.org/10.1007/s00410-004-0575-1
Giritharan, T.S. and Rajamani, V., 2001. REE geochemistry of ore zones in the Archean auriferous schist belts of the Eastern Dharwar Craton, South India. Journal of Earth System Science, 110(2): 143–159. https://doi.org/10.1007/BF02702214
Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, Northern Cascadia subduction system. Lithos, 87(1–2): 23–49. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.003
Haghipour, A. and Pelissier, G., 1977. Geology of the Saghand sector. In: A. Haghipour, N. Valeh, G. Pelissier and M. Davoudzadeh (Editors), Explanatory text of the Ardekan quadrangle map. Geological Survey of Iran, Iran, pp. 10–68.
Harlov, D.E., 2015. Apatite: a fingerprint for metasomatic processes. Elements magazine, 11(3): 171–176. https://doi.org/10.2113/gselements.11.3.171
Harlov, D.E., Anderson, U.B., Forster, H.J., Nystrom, J.O., Dulski, P. and Broman, C., 2002. Apatite-monazite relations in the kiirunavaara magnetite-apatite ore northern Sweden. Chemical Geology, 191(1–3): 47–72. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00148-1
Harlov, D.E. and Forster, H.J., 2003. Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment (PartII, Fluorapatite). American Mineralogist, 88(8–9): 1209–1229. https://doi.org/10.2138/am-2003-8-905
Harris, C., 1983. The petrology of lavas and associated plutonic of Ascension Island. Journal of Petrology, 24(4): 424–470. https://doi.org/10.1093/petrology/24.4.424
Heidarian, H., Alirezaei, S. and Lentz, D., 2017. Chadormalu kiruna-type magnetite- apatite deposite, Bafq district, Iran: Insights in to hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion and sulfur isotope data. Ore Geology Reviews, 83(7): 43–62. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.031
Heidarian, H., Lentz, D., Alirezaei, S., McFarlane, C. and Peighambar, S., 2018. Multiple stage ore formation in the Chadormalu iron deposit, Bafq metallogenic province, Central Iran: evidence from BSE imaging and apatite EPMA and LA-ICP-MS U-Pb geochronology. Minerals, 8(3): 87–117. https://doi.org/10.3390/min8030087
Horgarth, D.D., 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: K. Bell (Editor), Carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman, London, pp. 105–148.
Hosseini, K. and Shahpasandzadeh, M., 2020. Tectono-magmatic setting of the Albite-bearing metasomatite of the Ghoghart magnetite-apatite ore deposits, Bafq, Central Iran. Journal of Geosciences, 30(118): 81–94. http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2020.215856.1744
Huang, S., Song, Y., Houb, Z. and Xue, C., 2016. Chemical and stable isotopic (B, H, and O) compositions of tourmaline in the Maocaoping vein-type Cu deposit, western Yunnan, China: constraints on fluid source and evolution. Chemical Geology, 439(6): 173–188. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.031
Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. Economic Geology, 102(6): 111–128. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1111
Kesler, S.E., Reich, M. and Jean, M., 2007. Geochemistry of fluid inclusion brines from earths oldest Mississippi Valley-Type (MVT) deposits. Chemical Geology, 237(3–4): 234–248.

https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.001

Küster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. Lithos, 45(1–4): 177–195. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00031-0

Majidi, S.A., Omrani, J., Troll, V.R., Weis, F.A., Houshmandzadeh, A., Ashouri, E. and Chung, S.L., 2021. Employing geochemistry and geochronology to unravel genesis and tectonic setting of iron oxide-apatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. International Journal of Earth Sciences, 110(1): 127–164. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01942-5

McCulloch, M.T. and Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planetary Science Letters, 102 (3–4): 358–374. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90029-H

Mohseni, S. and Aftabi, A., 2015. Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of synglaciogenic Neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD), Central Iran. The possible Ediacaran missing link of BIFs in Tethyan metallogeny. Ore Geology Review, 71(7): 215–236. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.018

Mokhtari, M.A.A., Emami, M.H. and Hosseinzadeh, Gh., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. Journal of Earth System Sciences, 122(3): 795–803. https://doi.org/10.1007/s12040-013-0313-z

Moore, F. and Modabberi, S., 2003. Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq District, Central Iran: new isotopic and geochemical evidence. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 14(3): 259–269. Retrieved June 27, 2021 from https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=33257.

Nayebi, N.D., Esmaeily, D.M., Chew, Lehmann, B. and Modabberia, S., 2021. Geochronological and geochemical evidence for multi-stage apatite in the Bafq iron metallogenic belt (Central Iran), with implications for the Chadormalu iron-apatite deposit. Ore Geology Review, 132(1–4). https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104054

Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23(1): 251–285. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343

Prokoph, A., Shields, G.A. and Veizer, J., 2008. Compilation and time-seriesanalysis of a marine carbonate δ18O, δ13C, 87Sr/86Sr and δ34S database through earth history. Earth- Science Reviews, 87(3-4): 113-133. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.003

Rahimi, A., 2015. Geochemical and economic geological survey of rare elements in the Lake siysh iron-apatite deposition, Northeast Bafgh. M.Sc. Thesis, Amirkabir University of Technology, Tehran, Iran, 147 pp.

Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis andimplications for Gondwana tectonics. American Journal of Science, 303(7): 622–665. https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622

Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. Economic Geology, 107(2): 295–332. https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295

Roedder, E., 1984. Inclusion sample selection, preparation, petrography and photography. In: P.H. Ribbi (Editor), Fluid Inclusions. Mineralogical Society America, Washington, D.C, pp. 149–180. https://doi.org/10.1515/9781501508271-009

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, New York, 359 pp.

Ronchi, P., Masetti, D., Tassan, S. and Camocino, D., 2012. Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting: a hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian Southern Alps, Italy). Marine and Petroleum Geology, 29(1): 68–89. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.09.004

Ruzicka, V., 1990. Vein uranium deposits. Ore Geology Review, 8(3–4): 247–276. https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90019-U

Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology, 97(3): 629–642. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629

Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2004. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: Criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 99(5): 1027–1035. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.5.1027

Sha, L.K. and Chappell, B.W., 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(22): 3861–3881. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00210-0

Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie Press, London, 239 pp.

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), Magmatism in the Ocean Basins. Journal of Geological Society, London, pp. 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Taghipour, S., Kananian, A. and Khalili, M., 2013. Sodic- Calcic alteration in the host rocks of the Esfordi magnetite- apatite deposit. Iranian Journal of Petrology, 4(13): 67–80. (in Persian) Retrieved June 14, 2016 from https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=206317

Taylor, R.G., 1992. Ore textures: recognition and interpretation. Economic Geology Research Unit, Australia, 287 pp.

Tian, L., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., Hilton, D.R., Hanan, B.H. and Pietruszka, A.J., 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the centeral Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 178(4): 657–670. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.039

Torab, F.M., 2008. Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. Thesis, Clausthal University of Technology, Clausthal, Germany, 131 pp.

Torab, F.M. and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district. Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. Mineralogical magazine, 71(3): 347–363. https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.3.347

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock- forming minerals. American Mineralogist, 95(1): 185–187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55(1–4): 229–272. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5

Williams-Jones, A.E., Schrijver, K., Doig, R. and Sangster, D.F., 1992. A model for epigenetic Ba-Pb-Zn mineralization in the Appalachian Trust Belt Quebec: Evidence from fluid inclusions and isotopes. Economic Geology, 87(1): 154–174. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.1.154

Williams-Jones, A.E., 2015. The hydrothermal mobility of the rare earth elements. British Columbia Geological Survey, 3(03): 119–123. https://doi.org/10.2113/gselements.8.5.355

Wilson, B. M., 1989. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Springer Science and Business Media, London, 466 pp.

Witford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M. and Craven, S.J., 1988. Rare earth elemnt mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que river, Tasmania, Australia. Chemical Geology, 68(1–2): 105–119. https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90090-3

Wu, F., Jahn, B., Wildec, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos, 67(3–4): 191–204. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00015-X

Yermacov, N.P. (translated by Sokoloff, V.P.), 1965. Research on the nature of mineral-forming solutions with special reference to data from fluid inclusions, Permagon Press, Oxford, 743 pp.

Yoshida, T., Okamura, S., Sakamoto, I., Ikeda, Y., Adachi, Y., Kojima, M., Sugawara, M. and

Shitahaku, R., 2013. Petrology of felsic rocks dredged from the Myojin Seamount and the Myojin Rift in the north Izu-Bonin arc-Contribution of intra-oceanic subduction system to making continental middle crust. Meeting of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, IAVCEI Scientific Assembly Kagoshima, Kagoshima, Japan.

Zahedi, A. and Hosseini, K., 2014. Petrology and geochemistry of radioactive rocks in the East and South East Choghart deposite-Yazd. National Conference on Applied Research in Economic and Engineering Geology, Ahar Branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran.

Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y., 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. Contributions to Mineralogy and Petrology, 152(1): 75–88. https://doi.org/10.1007/s00410-006-0095-2

Zhao, F., 2005. Alkali-metasomatism and uranium mineralization. In: J. Mao and F.P. Bierlein (Editors), Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 343–346. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_91